

平成 29 年度修士論文

常磐海岸に分布する海成段丘構成層の
堆積相解析から推定された
最終間氷期の地形発達史

首都大学東京大学院 都市環境科学研究科
地理環境科学域

16841402 加藤 裕真

指導教員 白井 正明 准教授

要旨

形成年代が明らかになっている海成段丘構成層は、海水準変動と堆積過程・離水過程の詳細な対比が可能であると考えられる。特に、エスチュアリーを埋積した堆積物が離水して海成段丘になった場合、その段丘構成層は海水準変動に対応した堆積環境の変化をよく示している。したがって、エスチュアリー内部における堆積物の分布を研究することにより、ある地域における海進-海退に伴って形成される1つの堆積シーケンスを明らかにすることができる。

本研究では、茨城県北部太平洋岸常磐海岸に分布する MIS5e 海成段丘構成層について調査を行った。この地域には海成段丘が発達し、西方に位置している火山からもたらされたテフラにより、地形面の編年が詳細に行われてきた。また、常磐海岸北部の高萩地域では基底面高度分布より埋没谷の存在が示唆されていた。そこで、本研究では高萩地域に分布する段丘構成層の堆積物について調査を行い、近年進展した堆積学の一手法である堆積相解析を用いて古環境の推定を行った。

研究手法として、現地調査でみられた各地点において堆積物の粒径、堆積構造、生痕化石などについて記載をした。また、礫層が確認できる地点では礫を採取し、室内分析にて礫種、礫の三軸（長軸・中間軸・短軸）そして円磨度の測定を行った。

堆積相区分では主として構成される堆積物の粒径ごとに4つの大区分とそれらを細分した小区分に分類した。そして、露頭における堆積物の記載と堆積相の上下関係をもとに、各堆積相の堆積環境を推定した。堆積物の分布に着目すると、基盤である多賀層群と上位の段丘構成層の境界から谷状の地形が復元できる事がわかった。調査を行った段丘構成層はこの谷状の地形を埋積した堆積物であり、下位から河川システム、エスチュアリーシステム、デルタシステムの3つ堆積システムに区分できる。河川システムでは、阿武隈山地を給源とした花崗岩類や片岩の割合が高く、低い円磨度を示す礫が中心である。エスチュアリーシステムでは、干潟の泥質堆積物や海浜～河口洲前浜の礫と考えられる堆積物がみ

られる。特に、海浜～河口洲前浜の礫は阿武隈山地では分布しないチャートの割合が高く、高い円磨度を示す。現世の遠州灘の海浜では河口から東に 30 km 程度離れた地点で高い円磨度のチャート礫を確認できたことから、海浜～河口洲前浜の礫でみられたチャート礫は沿岸域における波浪や沿岸流の作用で運搬されてきたものと考えられる。デルタシステムでは、砂質の堆積物が卓越し、海洋方向へ卓越する古流向を示す堆積構造がみられる。同時に、外浜の堆積物もみられることから、波浪の作用を受ける環境であったことが考えられる。

以上から各時代の古地理を復元すると、低海水準期（MIS6 末期）には、阿武隈山地から流入した河川が河川システムを形成して開析谷を作った。海進期（MIS6 と 5 の境界）には海水準の上昇に伴い、開析谷に海水が侵入することで干潟や海浜～河口洲から成る初期のエスチュアリーシステムが形成された。高海水準期（MIS5e）には、エスチュアリーシステムが継続して形成されたと考えられ、中央泥底などエスチュアリー中央部の静水域を形成した。海退期（MIS5e～MIS5d）には、陸域からの堆積物が相対的に卓越し始め、エスチュアリーを埋積するデルタシステムが形成されたと推定される。

Landform evolution during the last interglacial period around the Joban Coastal
region, north Kanto, Japan inferred from sedimentary facies analysis on
Marine Isotope Stage 5e marine terrace deposits

16841402 Yuma Kato

Abstract

Determination of the age for marine terrace is useful for comparison between its depositional process and sea-level change. Especially, the marine terrace sediment composed of incised-valley fill sediments shows the history of sedimentary environment change related to sea-level change. Therefore, we can clarify a depositional sequence accompanying a transgression-regression cycle based on sedimentological study on incised-valley fill sediments.

MIS5e marine terrace sediments which are widely distributed in the northern part of Ibaraki prefecture, was investigated to identify the marine terraces. The marine terraces had been investigated by many geomorphic and chronological studies using tephras from the volcanos located in the west. In addition, a previous work had suggested existence of a buried valley from basal altitude distribution of MIS5e marine terrace deposit in the Takahagi area. Therefore, this author investigated the MIS5e marine terrace sediments in the Takahagi area to estimate the paleo-environment using sedimentary facies analysis on the basis of recent sedimentological method.

In the field survey, we described the grain sizes, sedimentary structures, trace fossils in each outcrop for the sedimentary facies analysis. Pebbles sampled from gravel layers were measured their triaxial length (long axis, intermediate axis, short axis) and roundness.

As a result of facies analysis, 11 sedimentary facies were classified. The sedimentary environment for each face was estimated based on the descriptions of sediments and the vertical distribution of the facies. Focusing on the distribution of sediments, the buried valley was recognized from shape of the boundary between the basal Taga Group and the overlying marine terrace sediments. The marine terrace sediments burying the valley were divided into three depositional systems, that is, river system, estuary system, and delta system in ascending order. In the river system, granitoid and schist gravels supplied from the Abukuma mountains is abundant, and the gravel showing low roundness. In the estuary system, tidal flats and beach-river mouth bar sediments are major components. Especially, the gravel layers in beach-river mouth bar were rich in rounded chert pebbles which is not derived from the based rocks consisting of Abukuma mountains. Comparison with the result of the present beach pebble sampled from the Enshu coast shows that rounded chert pebbles become abundant more than 30 km transport along the coast. Therefore, chert pebbles in the study area had been transported by coastal wave action and longshore current. In the delta system, sandy sediments showing paleo-current to the ocean-ward direction and including shoreface sediments in wave-dominated coast.

From the results, geomorphological change is reconstructed. In the low stand of sea-level stage (the end of MIS6), rivers flow from the Abukuma mountains formed the incised-valley and formed a river system. In the early transgression stage (boundary between MIS6 and MIS5e), the early estuary system was formed. From the sea level rise stage to the high stand of sea-level stage (MIS5e), sea water intruded into the incised-valley and tidal flats and beach-river mouth bar sediments were formed. In the regression stage (MIS5e to MIS 5d), the delta system showing ocean-ward paleo-current filled the estuary.

目次

| | | |
|---------|----------------------------|----|
| I | はじめに | 1 |
| II | 地域概要 | 3 |
| III | 研究手法 | 5 |
| IV | 調査結果 | 6 |
| IV.1 | 堆積相 I | 6 |
| IV.2 | 堆積相 II | 7 |
| IV.2.1) | 堆積相 II における礫の分析結果の詳細 | 9 |
| IV.3 | 堆積相 III | 9 |
| IV.4 | 堆積相 IV | 12 |
| V | 考察 | 14 |
| V.1 | 堆積相の分布から推定できる開析谷 | 14 |
| V.2 | 礫質堆積物について | 15 |
| V.2.1) | 堆積相 II でみられたチャート礫 | 15 |
| V.2.2) | 現世の海浜礫との比較 | 16 |
| V.3 | 堆積システムの認定および古地理変遷の復元 | 17 |
| V.3.1) | 堆積システム | 17 |
| V.3.2) | 古地理の復元 | 19 |
| V.4 | 常磐海岸における地形形成 | 22 |
| VI | 今後の課題とまとめ | 23 |
| VI.1 | 今後の課題 | 23 |
| VI.2 | まとめ | 24 |
| ・謝辞 | | 25 |
| ・参考文献 | | 26 |

図目次

- 図 1 : 常磐海岸の位置
- 図 2 : 地質概要図
- 図 3 : 段丘基底面高度の分布
- 図 4 : 段丘編年図
- 図 5 : 段丘区分図
- 図 6 : 調査地点の位置と X-X'断面及び Y-Y'断面
- 図 7 Krumbein (1941) の円磨度印象図
- 図 8 X-X'断面と Y-Y'断面
 - 図 8-1 X-X'断面
 - 図 8-2 Y-Y'断面
- 図 9 各露頭の柱状図
 - 図 9-1 地点 A~D
 - 図 9-2 地点 E~H
 - 図 9-3 地点 I~J
 - 図 9-4 ボーリング柱状図 (BR1, BR2)
- 図 10 堆積相 I (地点 J)
- 図 11 堆積相 II
 - 図 11-1 堆積相 IIa (地点 E)
 - 図 11-2 堆積相 IIb (地点 E)
 - 図 11-3 堆積相 IIc (地点 H)
- 図 12 地点 E における礫の円磨度ヒストグラムと礫の写真
- 図 13 堆積相 III
 - 図 13-1 堆積相 IIIa (地点 H)
 - 図 13-2 堆積相 IIIb (地点 F)

図 13-3 堆積相Ⅲc (地点 F)

図 13-4 堆積相Ⅲd (地点 G)

図 13-5 堆積相Ⅲe (地点 D)

図 14 堆積相Ⅳ

図 14-1 堆積相Ⅳb (地点 C)

図 14-2 堆積相Ⅳa (地点 G)

図 15 X-X'断面から推定できる埋没谷の形状

図 16 天竜川河口および遠州灘における礫の採取地点

図 17 天竜川河口および遠州灘におけるチャートの円磨度ヒストグラムと写真

図 18 堆積システムの分布図

図 19 海水準変動曲線と古地理

図 20 現在の常磐海岸における河口洲 (北茨城市大北川河口)

図 21 波浪卓越型エスチュアリーモデル

表目次

表 1 : 堆積相区分

表 2 : 礫の分析結果

I はじめに

日本の沿岸域に分布する海成段丘の段丘構成層についての堆積学的研究は横山ほか（2004）や桑原（2005）などが挙げられる。例えば、横山ほか（2004）は青森県上北平野に分布する MIS5e の海成段丘である高館面において、段丘面の形成過程解明に関する堆積学的検討を行った。高館段丘は太平洋沿いの標高 10～45 m に分布し、MIS5e 直後に降下したとされる洞爺火山灰（Toya：町田ほか，2003）に覆われている。この研究では、高館段丘の段丘構成層について堆積相解析を行い、6つの堆積相に区分した。そして、MIS6 の低海水準期に形成された開析谷は、その後の海進によりエスチュアリー環境から外浜環境へと変化したと堆積相解析と海水準変動との関連から考察した。これらの先行研究が明らかにしている通り、形成年代が明らかになっている段丘の構成層は、氷河性海水準変動に伴った堆積・離水過程を堆積学的手法で復元することが可能である。また、河口域において、堆積環境の変化は海水準変動との対応をよく示していることがわかる。したがって、エスチュアリーとその上下の堆積物の分布を研究することにより、ある地域における海進-海退の1つのシーケンスを明らかにすることができると期待される。

海進期に特徴的に発達する河口地形であるエスチュアリー（三角江）についての研究は数多く行われている。特に、Dalrymple et al. (1992) はエスチュアリーについて波浪卓越型と潮汐卓越型の二つのタイプに分け、それぞれについて形態や堆積物についてモデル化した。この論文では、エスチュアリーの定義を海と陸の両方の影響を受け、潮汐・波浪・河川の営力による堆積物の供給を受ける溺れ谷であると定義した。また、エスチュアリー内部の環境は湾口ではバリアー、中央部では中央泥底、湾奥では湾奥デルタが分布するなど、エスチュアリー内部で異なる堆積物の分布を示すことを明らかにした。この差異は、外洋と河川の影響度によると述べている。また、日本におけるエスチュアリーの研究として、斎藤（1995）は東京湾の小櫃川と鹿島-霞ヶ浦地域に分布する後期更新世～完新世のエスチュアリーにおいてボーリングデータを用いて高解像度の解析を行った。この研究で

は、鉛直方向の堆積物の分布として下位から礫質の河川堆積物、シルト質の陸成堆積物、砂質の海成堆積物へと変化することを明らかにした。

以上のことをふまえて、本研究では茨城県北部太平洋岸（図 1）に分布する海成段丘構成層について研究を行った。この地域には海成段丘が発達する。この地域は西方に位置している火山の影響により、編年に有効なテフラが多数分布している。鈴木（1989）は段丘面高度とテフラ層序を用いて大きく三つの時代の段丘に区分し、この地域の地形面について明らかにした。一方、この地域の段丘構成層の地質について扱った研究は大倉（1953）や斎藤（1977）のほかにはほとんど無い。大倉（1953）は MIS5e に対比される段丘の基底高度の分布を示した。この研究では常磐海岸北部に位置する高萩市付近において段丘の基底高度に著しい変動がみられ、段丘構成層は開析谷を充填した内湾の堆積物であると述べている。しかしながら、内湾環境の詳細な記載はなく、海水準変動との関係は不明な部分が多いといえる。そこで本研究では、高萩周辺の段丘構成層の堆積物について近年の堆積学の一手法である堆積相解析から古環境の推定を行い、最終間氷期における高萩地域の地形発達史を推定する。

II 地域概要

東北日本弧南部に位置する阿武隈山地東縁の福島県南部から茨城県北部にかけての太平洋岸地域は常磐地域と呼ばれる。特に、福島県を流れる夏井川以南から茨城県の久慈川までの地域を常磐海岸という（図 1）。常磐海岸の西方に分布する阿武隈山地は古第三紀に古アジア大陸の東縁の山地として隆起して以来、長い間の侵食を受けて準平原化したものが鮮新世末期に隆起した地形と考えられる（小池，2005）。地質は花崗岩類・変成岩を主体とする中・古生代基盤岩類が分布する（図 2）。また、太平洋岸には上部白亜系から新第三系が南北走向東緩傾斜で南北に幅広く分布する。この地域の下部漸新統白水層群石城層からは石炭が産出するため、中村（1913）以降、古くから炭鉱地質調査に関連した多くの地質学的研究がなされてきた。また、調査対象地域である高萩周辺の基底には、中部中新統～鮮新統の泥岩を主とする単調な堆積物である多賀層群が分布する（安藤ほか，2011）。

一方、最終氷期以降を対象とした研究は、常磐海岸で発達する海成段丘を対象に古くから行われてきた（大倉，1953；斎藤，1977；鈴木，1989 など）。特に、大倉（1953）は常磐海岸の海成段丘について、段丘面の分布と段丘構成層から堆積環境およびその形成史について推定した。この研究では常磐海岸の海成段丘について上面・中面・下面の3つに区分した。また、構成層中の砂礫について粒度、礫種組成について分析を行い、最も広域に分布する中位面については、阿武隈山地側では淘汰が悪く粒径の大きな古生礫（粘板岩、千枚岩）が、一方太平洋側では海洋の作用で運搬されたと考えられるチャートが優勢となる特徴を持つとしている。特に、中位面の堆積環境の解釈として、高萩周辺における厚い段丘構成層の存在に着目し、基底高度に著しい変動がみられること（図 3）と、層理が不明瞭な極細粒砂層が均一に存していることから、内湾の堆積物であると推定している。

地形面に着目した研究として、常磐海岸は北関東の火山群の風下側に位置するため、テフラを用いた段丘の編年と区分が進んでいる。段丘の編年と区分については鈴木（1989）によって詳細に検討され、上位から、高位面（MIS9）、田尻浜Ⅰ面（MIS5e）、田尻浜Ⅱ面（MIS5c）と複数の河成段丘に区分されている。MIS5e 段丘の被覆層であるローム層中

のテフラについて、鈴木（1989）は下位から、Miwa-U（Ag-Mz8a；鈴木，2012），箱根吉沢下部第7（Hk-KIP7），Miwa-L（Ag-MzP9,10；鈴木，2012）に被覆されるとしている（図4）。とくに、Hk-KIP7はMIS5eを示すテフラであり、田尻浜Ⅰ面を田尻浜Ⅱ面と識別するための指標テフラであるといえる。

本研究で対象とする最終間氷期のMIS5eの段丘面は久慈川左岸から小名浜の標高30～72 mにかけて分布する（図5）。一般的に構成層はラミナの発達した淘汰の良い砂層からなる。テフラの層厚を除いた旧汀線高度は55～60 mである（鈴木，1989）。段丘の分布は久慈川左岸では明瞭に発達するが、常磐海岸沿岸では開析が進んでおり、MIS5c海成段丘や河成段丘に覆われているため分布がやや狭い。また、旧汀線の分布に着目すると日立付近では海岸との距離が短い一方で、高萩以北では比較的海岸線から遠くに分布している。

III 研究手法

本研究では、茨城県高萩市付近に分布する MIS5e 段丘構成層において、堆積学的手法に基づき堆積過程についての検討を行うことを目的として、以下に示す手順で調査・研究を実施した。まず、久慈川から北茨城の常磐海岸について海成段丘の分布を明らかにするため、鈴木(1989)と小池ほか(2001)を参照し、空中写真判読および基盤地図情報 5 mDEM に基づいて MIS5e 段丘面の区分を行った。図 6 に露頭調査を行った A~L の 12 地点と BR1 と BR2 の 2 地点のボーリング資料(茨城県土木部ボーリング柱状図)の位置図を示す。現地調査において露頭がみられた際には、堆積物の粒径、堆積構造、生痕化石などについて記載を行った。斜交層理などの堆積構造の方向から読み取れる古流向については、クリノメーターで走向と傾斜方向を測定した。野外調査において礫層がみられた場合には、その特徴を記載すると共に礫を各層から 50~100 個程度採取し、後に室内で礫種組成、三軸(長軸・中間軸・短軸)と円磨度の測定を行い、露頭間・礫層間で比較した(公文・立石, 1998)。礫は礫種や礫径によって円磨度に差異がみられることから(例えば、中山・三浦, 1964; Utsugawa, 2017 MS), また、異なる露頭同士で礫種や円磨度の比較を容易にするため、中間軸 16 mm~64 mm の範囲の礫を対象に分析を行った。円磨度の測定の際には Krumbein (1941) の円磨度印象図(図 7)を用いて肉眼で測定した。堆積環境の考察を行うため、野外調査および礫分析の結果をもとに各露頭における柱状図を作成した。その他のデータとして、野外調査で得られなかった地点の地質情報を補完するため、防災科学研究所のジオ・ステーションに公表されている茨城県土木部のボーリングデータを用いた。そして、各露頭の柱状図を標高に基づいて並べ、堆積相の水平方向および垂直方向の分布と相互の累重関係を検討し、堆積過程の考察を試みた。なお、本研究において用いられるシーケンス層序学の用語は、安藤(1990)および酒井ほか(1995)の定義、波浪卓越型陸棚における堆積環境の区分は斎藤(1989)に従った。最後に、これらの情報から復元される堆積環境から MIS5e における氷河性海水準変動に伴った段丘構成層の堆積過程と地形発達史の推定を行った。

IV 調査結果

各露頭とボーリング資料について、柱状図を作成して現在の海岸線に平行な X-X' 断面（図 8-1）と X-X' と東西に直交する Y-Y' 方向の縦断面図（図 8-2）を、各露頭の柱状図を図 9-1～図 9-4 に示す。堆積物と堆積構造の記載を基に、堆積相区分と堆積環境の考察を行った結果を以下に示す。堆積相区分では主として構成される堆積物の粒径ごとに 4 つの大区分とそれらを細分した小区分に分類した（表 1）。そして、現在観察できる堆積物の記載と堆積相の上下関係をもとに、各堆積相の堆積環境を推定した。

IV.1 堆積相 I

記載：堆積相 I は白色及び暗灰色の固結した泥岩で構成される（図 10）。最終間氷期の段丘構成層に不整合に覆われ、堆積相 II a の堆積物に明瞭な侵食面によって被覆されていることが多い。まれに凝灰質の薄層を挟む。

解釈：調査地域周辺は中部中新統～鮮新統の多賀層群が分布している。その堆積環境は調査地域南部の日立に分布する多賀層群滑川層・鮎川層（鈴木，1954）が陸棚～大陸斜面上部で堆積した堆積物であるとしている。一方、それ以外の地域では外側陸棚～大陸斜面の小規模な海底チャネルや海底地滑りを埋積した堆積物である（安藤ほか，2011）。この海底チャネル埋積堆積物は大陸斜面上部の珪藻質シルト岩と石灰質砂岩からなる。この岩相の記載は本調査地でみられた堆積相 I と一致するため、本研究では多賀層群であると判断した。

IV.2 堆積相Ⅱ

堆積相Ⅱは堆積相Ⅱa, 堆積相Ⅱb, 堆積相Ⅱcに細分され, 主として礫質の堆積物で構成される。調査地域では主に標高 30 m 以下の基盤直上ないし段丘構成層の下位でみられる。本堆積相の礫の分析の詳細については後に述べる。

堆積相Ⅱa

記載: 多賀層群の直上に不整合を介してのる淘汰の悪い亜角～亜円礫からなる礫層である (図 11-1)。基質支持であり, 基質の粒度はシルト～粗粒砂である。最大粒径は大礫サイズ (12～25 cm), 平均粒径は中礫サイズ (3.0～4.7 cm) である。主に地点 E, J でみられる。この地点においては, 後述する堆積相Ⅱb が上位にみられる。下位の多賀層群をチャンネル状に侵食していることがある。礫種は 50%以上を花崗岩類と片岩で構成され (表 2), ヒストグラムで示すとチャート礫が 0.4～0.6, 花崗岩類が 0.4～0.7 程度の円磨度を示す (図 12)。

解釈: 本堆積相の 50%程度を占めている花崗岩類と片岩は阿武隈山地由来である。このことは, 陸 (阿武隈山地) から堆積物が供給される環境であることを示している。また, 後述する堆積相Ⅱb と比較して, 低い円磨度を示していることは, 阿武隈山地から礫が供給された際に, 破碎を受けながら運搬されたためであると考えられる。また, 本堆積相は, 下位の多賀層群をチャンネル状に侵食していることから, 低海水準期に河川が開析谷を形成する過程で堆積したものであると考えられる。したがって, 本堆積相の堆積環境は開析谷における河川流路の堆積物であると考えられる。

堆積相Ⅱb

記載: 亜円～円礫からなる淘汰の良い礫層である (図 11-2)。最大粒径は大礫サイズ (6.5～9.6 cm), 平均粒径は中礫サイズ (2.3～4.2 cm) である。基質支持であり, 基質は主に細粒砂で構成されている。また, 地点 J の本堆積相下位には砂鉄質の赤褐色の細粒砂やシ

ルト質砂がみられる。この砂層では斜交層理を伴う。チャート礫含有率が 50%以上と大きく（表 2）、チャート礫の円磨度をヒストグラムで示すと、0.5～0.9 の円磨度を示す（図 12）。

解釈：本堆積相の礫種の半分以上を占めるチャートは阿武隈山地には存在しておらず、また、硬質で安定しているため摩耗しにくいと考えられているチャート（中山・三浦, 1964）の円磨度が 0.7 以上の高い円磨度を示していることから、遠地から波浪や沿岸流の作用で運搬されてきたと考えられる。また、下位に砂鉄質の砂質の堆積物がみられることは繰り返し水流のある波浪の影響を受ける環境（斎藤, 1989）であると考えられる。基質が細粒砂で構成されていることは砂質の海浜に礫が堆積したものではないかと考えられる。現世の常磐海岸の海浜や河川の河口洲の前浜においても、多くは砂浜であることから、MIS5e に堆積した際にもこのような環境であったと推測できる。以上から、本堆積相は海浜～河口洲前浜の堆積環境であると考えられる。

堆積相 IIc

記載：角～亜円礫からなる極めて淘汰の悪い礫層である（図 11-3）。地点 H のみでみられ、層厚は 1.5 m である。基質支持でインブリケーションは不明である。最大礫径は巨礫サイズ（32 cm 以上）で、礫種は大部分が花崗岩類で占められている。また、花崗岩類の一部は風化してもろくなっている。チャート、花崗岩類、片岩の各礫の平均円磨度は、全地点の中で最も低い 0.5 である（表 2）。

解釈：下位に堆積相 IIIa（後背湿地）を伴い、ほとんどが花崗岩類であることから陸上で堆積したと考えられる。また、角～亜円礫で構成され、非常に淘汰が悪く基質支持であることから、本堆積相は河川流路における土石流堆積物であると考えられる（八木下, 2011）。また、本堆積相が地点 H のみでみられる理由として、開析谷を形成した河川流路本流がこの地点付近を流れていたためであると考えられる。

IV.2.1) 堆積相Ⅱにおける礫の分析結果の詳細

堆積相ⅡaとⅡbの礫層が特徴的にみられる地点において礫の分析を行った。礫種については前述の通り、堆積相Ⅱaが阿武隈山地由来の花崗岩類と片岩の割合が50%を超える。一方、堆積相Ⅱbについてはチャート礫の割合が50%を超える結果となった。地点Eにおけるチャート礫と花崗岩礫の円磨度ヒストグラムを図12に示す。また、平均円磨度がチャート礫と花崗岩礫ともに0.6を示している(表2)。しかし、チャート礫と花崗岩礫についての円磨度のヒストグラムは、チャート礫と花崗岩礫の含有量が堆積相Ⅱa、Ⅱbで共に高い地点Eにおいて、異なる分布を示す事がわかる。チャート礫については堆積相Ⅱaが0.4~0.6の範囲内に収まっているのに対して、堆積相Ⅱbは0.5~0.9の範囲内であり、比較的高い円磨度を示す傾向にある。この傾向は、花崗岩礫についても同様に堆積相Ⅱbのほうで円磨度が高い傾向を示す。これは、前述のⅡaは河川流路の堆積物、Ⅱbは海浜~河口洲前浜という堆積環境の推定結果と整合的である。

IV.3 堆積相Ⅲ

堆積相Ⅲは主として砂質の堆積物で構成される。本堆積相はⅢa~Ⅲeの5つに細分できる。

堆積相Ⅲa

記載:粗粒砂~シルトで構成される堆積相である(図13-1)。地点Hの下部でみられる。本堆積相は上位の堆積相Ⅱcに被覆され下限は不明である。本堆積相は下部で粗粒砂~砂泥互層に変化する上方細粒化を示す。一方、本堆積相の上部の砂層部分は上方粗粒化を示す。砂泥互層部分では、レンズ状の灰色シルト層中に木片やカレントリップルがみられる。また、生痕化石はみられない。

解釈:本堆積相は上位に陸上で堆積した堆積相Ⅱcの堆積物がみられることや、生痕化石がみられないこと、その一方でシルト部分では木片を含むことから、陸上の堆積環境で

形成されたと考えられる。上方粗粒化している砂層部分は自然堤防帯の氾濫原洪水堆積物の示相となる堆積構造である（増田・伊勢谷，1985）。また，レンズ状のシルト層は河川が氾濫した際に凹地に堆積した堆積物であると考えられる。以上から，本堆積相の堆積環境は氾濫原の後背湿地であると考えられる。

堆積相Ⅲb

記載：平板状斜交層理が発達する淘汰の良い細粒砂層で構成される（図 13-2）。地点 F の最下部 2m で観察できるが下限は不明である。層理は生物擾乱により一部が乱されている。砂粒には黒雲母粒子が多く含まれる。中礫サイズのシルト質偽礫を伴う。

解釈：露頭 F の堆積相Ⅲb の地下数 m には基盤が存在していることが近隣のボーリングデータからわかる（図 8-1）。つまり，開析谷の縁辺部において，海水準の上昇に伴い堆積した海浜環境の堆積物であると考えられる。泥分が少なく，淘汰の良い砂で構成されていることから，繰り返し水流のある波浪の影響を受ける環境（斎藤，1989）であると考えられる。一方で，斜交層理が生物擾乱によって乱されていることから，水深が深く比較的静穏な環境であるか，エスチュアリー内部の波浪が届きにくい環境であると考えられる。波浪と生物擾乱の両者を満たすのはエスチュアリーと推定され，本堆積相がエスチュアリーの縁辺であることと整合的である。本堆積相は，シルトの偽礫を含むことから，シルトの卓越する環境（例えば，エスチュアリーの中央泥底）と隣接し，そこからシルトが流れ込むような環境である。したがって，本堆積相の堆積環境はエスチュアリー縁辺部付近の前浜～外浜の陸棚であると考えられる。

堆積相Ⅲc

記載：礫混じりの淘汰の良い細粒砂層で構成される（図 13-3）。地点 F の上部でみられる。砂層中でみられる礫の粒径は本堆積相の下部で中礫だが，上部ほど細礫に変化する。

どのサイズの礫も円礫が卓越する。生物擾乱が発達し、砂層部分は塊状であるが、まれに弱いラミナを呈することがある。

解釈：本堆積相の下位には海水準の上昇期に堆積した堆積相Ⅲc（エスチュアリー縁辺部付近の前浜～外浜）がみられるため、本堆積相は堆積相Ⅲcの海進に引き続き、水深が増加した環境であると考えられる。また、本堆積相を構成する淘汰の良い細粒砂やラミナを呈することは波浪の影響を受けていることを示している（斎藤，1989）。塊状砂層で構成されていることは、波浪の作用より生物擾乱が優勢な環境で堆積したと考えられる。一方、細礫～中礫の円礫がみられることは、波浪により堆積物が運搬され、より外洋の影響を受ける環境であると考えられる。以上から、本堆積相の堆積環境は波浪の影響を受け、同時に生物擾乱が卓越する外浜であると考えられる。

堆積相Ⅲd

記載：淘汰の良い砂層及びシルト質砂で構成される（図 13-4）。地点 G の上部でみられる。本堆積相の下位に分布する堆積相Ⅳb と明瞭な境界で接している。本堆積相の最下部は生痕を伴う塊状の細粒砂層である。その直上では層厚 1 m ほどの平板状斜交層理砂層であり、平板状斜交層理では中礫サイズのシルト質偽礫がみられる。平板状斜交層理の示す古流向は北東向きである。その上位は平行葉理砂層、その上位は生物擾乱が卓越した塊状の細粒砂層へと変化する。

解釈：本堆積相は海進期の堆積物である堆積相Ⅳb の上位に位置しているため、堆積相の累重関係より海進期以降の堆積物であると考えられる。淘汰の良い砂粒砂や平板斜交層理中のシルト質の偽礫は外洋に面し、波浪の影響を受けたことにより形成されたと考えられる。また、平板状斜交層理の古流向が外洋の方向である東を示していることから、陸側からの堆積物の供給が卓越する環境であると考えられる。以上から、本堆積相は海進期以降に陸域からの堆積物の供給を受け、エスチュアリーを埋積しつつ外洋の影響を受けるデルタフロントで形成されたと考えられる。

堆積相IIIe

記載：淘汰の良い極細粒砂～細粒砂で構成される（図 13-5）。本調査地の最上部で特徴的にみられる堆積相である。直上はローム層に変化する。まれに、重鉱物を含んだ弱いラミナがみられることがある。

解釈：段丘構成層の最上部付近でみられる本堆積相は、直上がローム層に変化することや汀線付近で特徴的にみられる *Macaronichnus*（奈良・清家，2004）がみられないことから、離水後に堆積した堆積物であると考えられる。また、重鉱物を含んだ弱いラミナは風成の作用によって形成された堆積構造であると考えられる（横山ほか，2004）。したがって、本堆積相は後浜で風の影響を受けて形成されたと考えられる。

IV.4 堆積相IV

堆積相IVは泥質の堆積物である。本堆積相はIVa とIVb の二つに細分できる。

堆積相IVa

記載：シルトの薄層を挟む砂質シルト層および暗灰色シルト層で構成される（図 14-1）。主に地点 C でみられる。砂質シルト部分では、東西の2方向に斜交した平板状斜交層理層と数 cm 厚のシルト薄層を挟み、互層を呈する。暗灰色シルトでは赤色斑点がみられ、堆積構造は不明である。本堆積相の上部では砂質シルトに変化し、シルト質砂のレンズ状層理や波状層理が特徴的にみられる。また、水流を示す堆積構造としてウェーブリップルやクライミングリップルがみられる。

解釈：砂質シルトの相反する古流向を示している斜交層理とシルトの薄層が互層を呈している部分は、斜交層理を形成するような水流のある環境と、シルトを堆積させる穏やかな環境が周期的に繰り返すことを示す。このような、相反する古流向を示す水流は潮汐の影響によって形成されると考えられる。また、本堆積相の上部のシルト質砂でみられるレンズ状層理や波状層理は、やはり潮汐の影響下で特徴的に形成される（Tucker, 2011）。

このような環境は河口潮汐低地に該当すると考えられる。暗灰色シルトでみられる赤色の斑点は根の痕跡であると考えられる。よって、潮汐により海水の影響を受ける一方で、植物が生える塩水湿地であると考えられる。以上から、本堆積相の堆積環境は干潟環境であると推定できる。

堆積相Ⅳb

記載：塊状の砂質シルトで構成される。地点 E や G でみられる（図 14-2）。本堆積相は生物擾乱が卓越し、堆積構造はほとんどみられない。地点 G では下位に礫質の堆積相Ⅱb（海浜～河口洲前浜）を覆い、上位は砂質の堆積相Ⅲd（デルタフロント）に覆われる。層厚は約 4 m である。また、地点 E では木片を含む。

解釈：砂質シルトで構成され、生物擾乱が卓越しているため堆積構造がほとんどみられないことから、本堆積相は静穏かつ底生生物の活動が活発な環境で堆積したと考えられる。また、下位に堆積相Ⅱb が存在することから、海進期において開析谷に海水が侵入してエスチュアリーを形成した時期に堆積した堆積物であると考えられる。また、木片がみられることから河川から堆積物が流入する環境であるといえる。以上から、本堆積相はエスチュアリーの中央部で堆積したと考えられる。また、地点 G で堆積相Ⅳb が分布する標高 35 m 付近では、地点 F において堆積相Ⅲc（外浜）が存在する。これは、後述する堆積相Ⅰ（多賀層群）から復元される開析谷の分布より、本堆積相はより谷壁に近い場所に位置していることから、エスチュアリー内部における堆積環境の違いによる差異のためであると考えられる。

V 考察

V.1 堆積相の分布から推定できる開析谷

堆積相Ⅰの分布から、基盤である堆積相Ⅰ（多賀層群）と上位の段丘構成層の不整合境界を示すと、X-X'断面では谷状の地形が復元できる（図15）。この谷状の地形の位置は、大倉（1953）で示されていた MIS5e 段丘である中位面の段丘基底礫層の高度分布（図3）が示す開析谷の位置とほぼ一致する。段丘構成層の分布に着目すると、大まかに基盤直上の堆積相Ⅱの礫を主体とした堆積物、堆積相Ⅱの上位から標高約 35 m までの堆積相Ⅳ（泥質堆積物）、標高約 35 m 以上から段丘構成層被覆層（ローム層）までの堆積相Ⅲ（砂質堆積物）の3つに大別できる。特に、開析谷の中央部では堆積相Ⅳa（内湾の干潟）や堆積相Ⅳb（内湾中央部）といったエスチュアリー環境で特徴的に分布する堆積物がみられる。斎藤（1995）は、東京湾に流入する小櫃川において開析谷を埋積した堆積物について詳細な解析を行い、開析谷を埋積した堆積物は下位より、礫質の河川システム堆積物、泥質の干潟・エスチュアリー内湾堆積物、砂質のデルタ堆積物に分けられると述べている。本研究で明らかになった、段丘構成を構成する堆積物の分布は斎藤（1995）で述べられている開析谷埋積堆積物の分布と同様である。以上から本研究で対象とした段丘構成層はこの開析谷を埋積したエスチュアリー堆積物およびデルタ堆積物で構成されていると考えられる。

本研究で対象とした海成段丘は、鈴木（1989）や調査対象地周辺における段丘の標高や分布から MIS5e に離水したと考えられる。現地調査では段丘構成層中に段丘の年代を特定できるテフラなどのデータを得ることができなかった。しかし、海成段丘の離水年代が MIS5e であることと、基盤より上位の海成段丘構成層には不整合がみられない。したがって、図15で示された開析谷は MIS6 の時代に形成され、開析谷を埋積した段丘構成層が MIS5e～MIS5d の時代にかけて堆積したものであると推定できる。

V.2 礫質堆積物について

一般的に、河川の水流による運搬作用で破砕を受けた礫より、海流と波浪の摩耗作用を受けて運搬された礫は円磨度が高くなる (Utsugawa, 2017 MS). つまり、堆積相Ⅱで区分された礫質堆積物の円磨度は、海洋と陸の影響度を推定する根拠の一つになる。このことは、常磐海岸で分布する段丘構成層について研究を行った大倉 (1953) でも述べられていた。しかし、先行研究では段丘の分布という平面的な分布に着目していたが、本研究では段丘構成層について鉛直方向に着目することで、堆積環境の変化を時系列で追うことができる。

V.2.1) 堆積相Ⅱでみられたチャート礫

礫種については、阿武隈山地にチャートが産出しないこと (図 2) から、本研究でみられたチャート礫は主に波浪や沿岸流の作用によって運搬されてきたものであると考えられる。堆積相Ⅱの礫層においてチャート含有率に着目すると、堆積相Ⅱb ではチャート含有率が 50%を超えている (表 2)。一方、堆積相Ⅱa では阿武隈山地から供給されてきた花崗岩類や片岩の含有率が上昇し、チャート含有率は 30%程度かそれ以下である。以上から、堆積相Ⅱa は開析谷を形成する際に河川的作用により形成された堆積物であり、堆積相Ⅱb は海洋の影響を受けて堆積した堆積物であると考えられる。

また、堆積相Ⅱの何れの地点においてもチャート礫がみられる。特に、陸域で堆積したと考えられる堆積相Ⅱa (河川堆積物) と堆積相Ⅱc (土石流堆積物) にも少量のチャート礫が混入している。前述の通り、チャートは阿武隈山地には産出しないため、他の地域から波浪や沿岸流の作用により運搬されてきたと考えられる。堆積相Ⅱa および堆積相Ⅱc においてチャート礫が混入している理由として、阿武隈山地との山裾に分布する古第三系の白水層群から混入した可能性が考えられる (図 2)。安藤 (2011) は古第三系始新統最上部から漸新統最下部の白水層群石城層の礫岩から、チャートの円礫が産出すると報告している。現地調査においては、調査対象地の周辺で白水層群を確認することができなかった。しか

し、調査対象地の西側に位置する阿武隈山地から河川が太平洋側へ流入する過程で、白水層群に含まれるチャート礫が混入した可能性が考えられる。一方、海水準の上昇による海洋の影響の増加によってチャート礫が混入した可能性も考えられる。しかし、この可能性は堆積相Ⅱa でみられる円磨度が 0.7 以上を示すチャート礫が非常に少ないことから、堆積相Ⅱa が海水準の上昇の影響を受けたとしても、海洋から直接のチャートの混入は少なかったと考えられる。

V.2.2) 現世の海浜礫との比較

チャートの海浜礫が波浪や沿岸流の作用により礫の円磨度がどのように変化するののかについて検証するため、現世の海岸で海浜礫の円磨度の比較を行った。しかし、現世の常磐海岸では沿岸に存在する人工構造物の影響で礫が堆積する環境が少ないため、チャート礫の採取が困難であった。また、常磐海岸にチャートを供給すると考えられる久慈川河口も護岸工事が進み、久慈川河口近くと河口から離れた海岸でのチャート礫の円磨度の比較は難しい。そこで、現世においてチャート礫の採取が行える、遠州灘沿岸とチャート礫を供給する天竜川河口におけるチャート礫について円磨度の測定を行った。採取地点は天竜川河口洲の前浜、河口から東方に 3 km 地点および 30 km 地点の前浜において採取されたチャート礫である（図 16）。測定の手法については、Krumbein (1941) の円磨度印象図を用いて肉眼で測定した。なお、測定対象とした礫径は常磐海岸の調査対象地で測定した堆積相Ⅱの礫と比較するため、中間軸が 16 mm～64 mm の範囲を抽出して測定・比較した。

円磨度をまとめたヒストグラムを図 17 に示す。円磨度のピークはいずれの地点においても 0.6 である。各ヒストグラムの円磨度の分布に着目すると、天竜川河口洲および河口から 3 km 地点のチャート礫については、円磨度 0.3～0.7 の範囲内となる。一方、天竜川河口から 30 km 地点のチャート礫は円磨度 0.5～0.9 の範囲を示し、河口やその近くではみられなかった 0.8～0.9 の範囲の非常に高い円磨度を示すようになる。

以上から、現世の海浜で採取されたチャート礫は給源である天竜川河口から離れるほど円磨度が増加する。チャートは非常に硬質であることため円磨されにくい（中山・三浦, 1964）が、河川における運搬で破碎を受けた礫より、波浪や沿岸流の作用で運搬されたチャート礫のほうは円磨度が高くなると考えられる。遠州灘におけるチャート礫の円磨度変化が示す通り、天竜川河口から東方に 30 km 地点のチャート礫は非常に高い円磨度を示す。この結果は、堆積相Ⅱb の円礫層と非常によく似た礫のヒストグラムの分布を示す。前述のとおり、阿武隈山地ではチャートが産出しないため、本研究でみられたチャート礫は常磐海岸南限の久慈川上流から供給されたと考えられる。調査対象地は久慈川河口から約 30 km 離れているため、天竜川と同じように波浪や沿岸流の作用で円磨された礫が堆積相Ⅱの海浜の堆積環境で堆積したと考えるのが妥当である。

V.3 堆積システムの認定および古地理変遷の復元

X-X' 断面と Y-Y' 断面に示された堆積相の分布から推定される開析谷を埋積した堆積物の堆積システムの変遷と古地理の変遷について考察する。

V.3.1) 堆積システム

本研究で認定した段丘構成層の堆積相は、その組み合わせと標高により 3 つの堆積システムの変遷を表すと考えられる（図 18）。以下では、これらの堆積システムの分布・記載及び解釈を述べる。

・河川システム

分布・記載：本堆積システムは堆積相Ⅱa（河川流路堆積物）、堆積相Ⅱc（土石流堆積物）、堆積相Ⅲa（後背湿地）で構成される。本堆積システムは多賀層群の直上に分布し、開析谷の内部に位置している。堆積相Ⅱa とⅡc の礫種に着目すると、阿武隈山地から直接供給された花崗岩類や片岩に富む。

解釈：V-1 で述べた通り，海成段丘の離水年代が MIS5e であり，段丘構成層中に不整合がみられなかったことから，段丘構成層は MIS5e の時代に堆積したと考えられる．本堆積システムは開析谷の内部に位置し，堆積相 I（多賀層群）の直上に不整合を介して位置していることから，MIS6 の低海水準期に阿武隈山地から流入する開析谷を形成した河川から本堆積システムの堆積物が供給されたと解釈できる．また，地点 H でみられた堆積相 IIIc は非常に淘汰の悪い礫で構成され，土石流などのイベントにより堆積したと考えられる．通常，このような河川におけるイベント堆積物は河川本流付近で流入すると考えられる．よって，開析谷は調査地域の北側に存在していたが（図 15），当時の流路はその谷の中の北側である地点 H 付近を流れていたと考えられる．

・エスチュアリーシステム

分布・記載：本堆積システムは堆積相 IIb（海浜～河口洲前浜），堆積相 IVa（内湾の干潟），堆積相 IVb（内湾中央部）から構成される．これらの堆積物は開析谷の内部に位置し，河川システムの上位に位置している．標高約 35 m 以下に分布する．堆積相 IVa では，相反する古流向やレンズ状層理など潮汐の影響を特徴的に反映している堆積物がみられる．また，堆積相 IVb（内湾中央部）は生物擾乱が発達する塊状シルトがみられる．

解釈：本堆積システムを構成する堆積相は開析谷の内部で集中して認められる．堆積相 IVa と堆積相 IVb はエスチュアリーや内湾で特徴的にみられる堆積相である (Dalrymple et al., 1992)．また，本研究では決定的な証拠がみられなかったが，堆積相 IIb はエスチュアリーの湾口部でみられる河口洲などのバリアーであると考えられる．層位関係として，潮間帯の堆積環境を含む堆積相 IVa と上位に位置しているエスチュアリー中央部の堆積相 IVb では，上方深海化している傾向がみられる．したがって，河川システムで形成された開析谷が海進により水没する形で形成されたエスチュアリーシステムであると解釈できる．

・デルタシステム

分布・記載：本堆積システムは堆積相Ⅲb（前浜～外浜），堆積相Ⅲc（外浜），堆積相Ⅲd（デルタフロント），堆積相Ⅲe（後浜）から構成される．河川システムやエスチュアリーシステムは開析谷の内部に分布しているが，本堆積システムは比較的幅広く，標高約 35 m 以上に分布する．主に海浜の砂質堆積物から構成され，礫を含むこともある．

解釈：エスチュアリーシステムの上位に位置する本堆積システムは，デルタフロント～後浜までの堆積物であるため上方浅海化を示している．堆積相Ⅲd は北東方向に卓越する古流向を示す平板状斜交層理と偽礫がみられる．また，堆積相Ⅲb やⅢc は海浜の堆積環境を示し，エスチュアリー環境より波浪の影響を受ける外洋の環境であるデルタ的環境へと変化したと考えられる．本堆積システムが下位のエスチュアリーシステムを覆い，堆積相Ⅲd は海洋方向の古流向を示しているため，エスチュアリーに流れ込む河川から供給される堆積物であると考えられる．以上から，海退に伴い前進することでエスチュアリーを埋積したデルタシステムであると解釈できる（Boyd et al., 1992）．

V.3.2) 古地理の復元

・低海水準期（MIS6 末期）

横断面（X-X'）より復元された開析谷は，MIS6 に海水準が現在より約 100 m 低下した低海水準期に本地域を流下していた河川の下刻により形成された．調査対象地域の基盤となる古第三紀層（白水層群）・新第三紀層（多賀層群）と MIS6 に堆積したと考えられる河川システムの間には不整合面が存在する．この不整合面がシーケンス下限となる（図 18）．このシーケンス境界に累重する河川システム，エスチュアリーシステム，デルタシステムは一回の海進・海退サイクル（堆積シーケンス）を形成している．

図 19-①に示すように MIS6 末期における低海水準期には，堆積相Ⅱa（河川堆積物）から流下する河川の堆積物が堆積した．また，土石流が流下することもあったと考えられる（堆積相Ⅱc）．2014 年に発生した広島土石流災害は花崗岩や片岩を主体とした地質の地

域で発生した（斎藤ほか, 2015）. 阿武隈山地も同じく花崗岩主体の地質であることから、地層に残るような長い時間スケールでは広島土石流災害に相当する土石流が当時にも発生していた可能性が考えられる.

・海進初期（MIS6 と 5 の境界）

MIS6 末期までに形成された開析谷は MIS5e 初期の海水準の上昇に伴い、開析谷に海水が流入することで河川システムからエスチュアリーシステムへと変化した（図 19-②）. 海進期において特徴的に発達するエスチュアリーシステム（斎藤, 2011）では、エスチュアリー内部でよく形成される堆積相 IVa（干潟）が地点 B や C 付近で広がっていたと考えられる（Dalrymple et al., 1992）. 一方、外洋に面した場所では波浪の影響を受けるため、堆積相 IIb（海浜～河口洲前浜）が堆積した. 現在の常磐海岸において太平洋に流入する複数の河川の河口では、沿岸洲が南から北に向けて発達している（図 20）. このことは、現在の常磐海岸が波浪の卓越する環境であることと、沿岸流が南から北に向けて流れていることを示唆している. 阿武隈山地と太平洋との位置関係は MIS5e においても同様であることを考えると、MIS5e の時代においても同様のセッティングであったと考えられる. 波浪卓越型エスチュアリーの河口には、波浪の影響を受けてバリアーが発達することが多い（図 21）. したがって、MIS5e 初期に形成されたエスチュアリーは波浪卓越型エスチュアリー（Dalrymple et al., 1992）の形態を示していたと考えられる. 本研究においては堆積相や地形学的特徴からバリアーの直接的証拠を認めることができなかったが、堆積相 IIb が堆積した MIS5e 初期において、エスチュアリー河口部ではバリアーが発達していたことが推定される. また、現在の常磐海岸における河口洲の分布よりバリアーが南から北に向けて発達していたと推定される.

・高海水準期 (MIS5e)

MIS5e 中期には海水準の上昇が進行し、調査対象地域の多くの地点が海水面下に位置するようになった (図 19-③). 斎藤 (2011) は、現在の日本において海進期の地形が多数残されていることに着目し、高海水準期以降も湾奥部が埋積されるまでエスチュアリーが継続的に存在していると述べている. したがって、MIS5e 中期の高海水準期にもエスチュアリーシステムが継続して存続し、エスチュアリーの範囲がより内陸側に広がっていたと考えられる. また、MIS5e 初期に存在したと考えられるバリアーはより内陸側へと移動したと考えられる. この時期にはエスチュアリー中央部における静水域の堆積相IVb (内湾中央部) が堆積するようになった. MIS5e 中期の最大海進面は、堆積相IVb と上位の堆積相III d (デルタフロント) の境界付近に設定できると考えられる (図 18). その理由として、境界付近では生物擾乱が卓越した細粒砂がみられ、その上位は外洋方向へ卓越する斜交層理へと変化している. デルタが海退期に特徴的な堆積システムであること (斎藤, 2011) から、内湾中央部の堆積物を堆積させた後にデルタに埋積されるまでの間に最大海進が起こっていたと考えられる.

また、地点 F では地点 G のシルト質堆積物である堆積相IVb と同じ標高で砂質の堆積物である堆積相III b (前浜～外浜) やIII c (外浜) がみられる. 開析谷の形状と各地点の位置に着目すると、地点 G の方がより開析谷内部に位置し、よりエスチュアリーの静水域に近いいためシルト質の堆積相IVb が堆積した. 一方、地点 F は露頭最下部の数 m 下位に多賀層群の基盤が存在することが近隣のボーリングデータから認められるため、開析谷の縁に近い場所に位置していることがわかる. 開析谷内部においてエスチュアリー堆積物は、基本的に谷の横断方向では水平に分布することが完新世エスチュアリーのボーリングデータから明らかになっている (斎藤, 1995 ; 田辺ほか, 2012). したがって、地点 F と地点 G はほぼ同時期に堆積したものであると考えられる. よって、開析谷の縁に近い地点 F は海水準の上昇に伴い、基盤である多賀層群の上位に砂質や礫質の堆積物が堆積する海浜的環境として堆積したと考えられる.

・海退期 (MIS5e～MIS5d)

MIS5e 後期～MIS5d は海水準が低下する海退期である。この時期には陸域からの堆積物が相対的に卓越し始めるため、エスチュアリーを充填してデルタ的環境へと変化したと考えられる (図 19-④)。MIS5d の初期にはこの地域は完全に離水して現在の MIS5e 段丘が形成されたと考えられる。この段丘の離水過程については以下の可能性が指摘できる。地点 G における堆積相Ⅲd (デルタフロント) の平板状斜交層理は北東方向の古流向を示している。この古流向はデルタの発達方向であると考えられる。開析谷が東西方向に伸びていた (図 19-②) と考えられるのに対して、デルタの発達方向は北東向きにやや斜交している。この北東への古流向は現世の沿岸洲の卓越方向でもあり、デルタは発達時に外洋に面するため、沿岸流の影響を受けつつ北東方向へ発達した可能性が示唆される。

V.4 常磐海岸における地形形成

本調査地域では MIS6～MIS5 にかけて河川と波浪という 2 つの異なる営力を受けて地形が形成されたと考えられる。海成段丘構成層は、河川の営力によって形成された開析谷を河川堆積物やエスチュアリー堆積物が充填することによって形成された。一方、段丘が離水する際には、波浪の影響によって海食崖を形成しながら海成段丘面が形成された。

大倉 (1953) は段丘基底面高度の分布に着目して、田尻浜以南の常磐海岸では基底面高度が平滑であるのに対して、本研究の調査対象地である高萩付近では著しい変動があると述べていた (図 3)。この理由として、常磐海岸南部では阿武隈山地から流入する河川の流域面積が小さく、河川の浸食力が小さいために MIS6 に開析谷が形成されなかったと考えられる。また、調査地域周辺の段丘と周囲を流れる現在の河川の関係に着目すると、開析谷を充填した MIS5e 段丘と異なる位置に現在の河川が流れている (図 6)。この関係性は段丘の形成過程においてしばしみられる *valley-side superposition* (貝塚, 1952) に近い。*valley-side superposition* とは河川が谷底を下刻する際、谷底の縁に河道が位置していた場合に埋没谷の谷壁の基盤岩を削り込んだものである (貝塚ほか, 1985)。本地域の MIS6

の開析谷は MIS5e に充填され、その後 MIS5d に離水した際には平坦な広い海成段丘面が形成されたと考えられる。その後、海水準の低下に伴ない河口部が谷地形を刻む際に、下刻が卓越するため直線的な谷となると考えられる。そのため、ある程度側刻されたとしても 1 サイクル前の埋積谷が完全に侵食されてなくなることは少なく、結果として valley-side superposition がみられると考えられる。今回は、明確な証拠を示すことができなかったが、現在の河川が MIS6 の埋積谷を避けて南北両側に存在していることを考慮すると、海退期 (MIS5e~MIS5d) にデルタが形成された際にはデルタ中央部の標高が高いと考えられる。そのため、現世の河川がデルタを避ける形で分布したと考えられる。

VI 今後の課題とまとめ

VI.1 今後の課題

本研究では段丘構成層の堆積物について、堆積相解析を行い古環境の推定と古地理の復元を試みた。その過程で、以下の議論が不十分であったと挙げられる。

高萩地域に存在すると示唆されていた埋没谷を充填する堆積物について堆積相解析を適用したが、常磐海岸の他の地域における海成段丘について同様の構造がみられるのかについて調査・研究を行わなければならない。特に、図 3 では高萩より北の地域においても同様な埋没谷の存在が示唆される。このような地域においても同様な調査を行うべきであると考えられる。また、本研究では、年代を特定できるようなテフラなどの資料はみられなかった。鈴木 (1999) は福島県太平洋岸の塚原海岸において MIS5e に降下したテフラを用いて段丘構成層の年代を明らかにした。このように古地理復元に際して、年代を挿入することによって、海水準変動との関係を確かめることが重要な課題である。

礫についての研究として、現世の礫については様々な形態などの研究がなされているが、これらの結果と堆積相解析を組み合わせた研究は少ないといえる。本研究においては、礫層について礫種と円磨度を基に堆積相 II では 3 つの異なる堆積環境を推定した。礫層と堆

積環境がどのように結びついているのかについて、現在の礫の特性に着目するだけでなく、より積極的に地層の礫に適用にする必要がある。

MIS5e における海水準の上昇は地球規模の現象であることから、MIS5e における堆積物の普遍的な特徴があるのかについて明らかにすべきである。本研究では高萩付近における MIS5e の海成段丘のみを対象としたが、日本各地に分布する MIS5e における海成段丘の段丘構成層やその分布について比較・検討を行うべきであると考えられる。

VI.2 まとめ

本研究では、茨城県北部の高萩付近に分布する MIS5e の海成段丘構成層について堆積相解析を行い、堆積環境の考察と古地理の復元を行った。そして、以下のことが明らかになった。

調査対象地域における海成段丘構成層は、大倉（1953）で指摘されていたとおり、開析谷を埋積した堆積物で構成されている。この堆積物は、河川システム、エスチュアリーシステム、デルタシステムの3つに区分される。河川システムは MIS6 末期までの低海水準期に形成された開析谷の河川で運搬された礫を主体とした堆積物である。礫質堆積物に着目すると、河川システムの河川礫とエスチュアリーシステムの海浜～河口洲前浜の礫は礫種と円磨度が明らかに異なった性質を示している。このことは、海水準変動に伴い礫の供給源や運搬作用の特性が変化することで礫の性質が異なることを示している。エスチュアリーシステムは MIS6 から MIS5e の海進期～高海水準期に形成された。この時期には開析谷に流入した海水がエスチュアリーを形成し、主に泥質の堆積物を堆積した。そして、MIS5e～MIS5d にかけての海退期に発達したデルタシステムがエスチュアリーを埋積する形で形成されたと考えられる。

・謝辞

本研究を進めるにあたり，地形・地質学研究室に在籍する先生方，先輩方，同期の皆様
に数々のご指導を頂いた。鈴木毅彦教授および石村大輔助教にはセミナーで数々の意見を
頂いた。とりわけ，執筆者の指導教官である白井正明准教授には幾度にわたり野外調査に
同行して頂き，堆積物の記載や解釈，修士論文の作成にあたり丁寧なご指導と暖かい励ま
しを終始いただいた。併せて，度々調査にご同行いただき，礫の分析や解釈について数々
のご助言を頂いた宇津川喬子博士にこの場を借りて感謝申し上げます。また，現地調査に
同行して頂いた，高杉直彰氏，加藤佑一氏をはじめとする地形・地質学研究室に在籍する
皆様に，改めて厚く御礼申し上げる次第です。

・参考文献

- 安藤寿男（1990）堆積シーケンスとその境界の認定と意義. 地学雑誌, 99, 247-262.
- 安藤寿男・柳沢幸夫・小松原純子（2011）常磐地域の白亜系から新第三系と前弧盆堆積作用. 地質学雑誌, 117, 49-67.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. A. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
- Dalrymple, R. W., Brian A. Z., and Ron B. (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130-1146.
- 茨城県土木部ボーリング柱状図, ジオステーション-<http://www.geo-stn.bosai.go.jp/>, 2017年12月2日引用.
- 貝塚爽平 (1952) 道志川の河岸段丘-Valley-side superposition の1例-. 地理学評論, 25, 242-246.
- 貝塚爽平・太田陽子・小崎 尚・小池一之・野上道男・町田 洋・米倉伸之（1985）写真と図でみる地形学. 東京大学出版会, 250.
- 小池一之・町田 洋（2001）日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 105.
- 小池一之（2005）阿武隈山地の地形-侵食小起伏面群の発達する傾動地塊. 小池一之・鎮西清高・田村俊和・宮城豊彦, 日本の地形<3>東北, 東京大学出版会, 66-69.
- Krumbein, W. C. (1941) Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, 64-72.
- 公文富士夫・立石雅昭（1998）新版 碎屑物の研究法. 地学団体研究会, 399.
- 桑原拓一郎（2005）下北半島田名部平野における海成段丘構成物の形成と相対的海面変化. 第四紀研究, 44, 131-144.
- 町田 洋・新井 房夫（2003）新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 360.

- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ (1985) 逆グレーディング構造. 堆積学研究会報, 22-23, 108-116.
- Maurice E. Tucker (2011) *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*, 4th Edition. Wiley, 288.
- 中村新太郎 (1913) 常磐炭田第壹区磐城国石城郡湯本付近地質説明書. 農商務省, 46.
- 中山正民・三浦敏彦 (1964) 日本の河川平野部における礫の円形度について. 地理学評論, 37, 115-130.
- 奈良正和・清家弘治 (2004) 千葉県九十九里浜の現世前浜堆積物に見られる *Macaronichnus segregatis* 様生痕とその形成者. 地質学雑誌, 110, 545-551
- 大倉陽子 (1953) 常磐海岸地方南部の地形-特に海岸段丘面の形成過程について-. 地理学評論, 26, 52-62.
- 斎藤 眞・川畑大作・佐藤大介・土志田 正二・新井場 公德 (2015) 2014 年 8 月 20 日広島豪雨による土石流発生地域の地質. 地質学雑誌, 121, 339-346.
- 斎藤登志雄 (1977) 茨城県浅海の生物と環境-II-昭和 50 年度岩礁域地層調査略法. 茨城県水産試験場研究報告, 21, 23-28.
- 斎藤文紀 (1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, 98, 350-365.
- 斎藤文紀 (1995) 波浪・河川卓越環境の開析谷における埋積堆積物の高分解能シーケンス層序: 中央日本, 関東平野の最上部更新・完新統の例. 地質学論集, 45, 76-100.
- 斎藤文紀 (2011) 沿岸域の堆積システムと海水準変動. 第四紀研究, 50, 95-111.
- 酒井哲弥・斎藤文紀・増田 士雄 (1995) シーケンス層序学入門. 地質学論集, 45, 1-14.
- 鈴木毅彦 (1989) 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理学評論, 62, 475-494.
- 鈴木毅彦 (1999) 福島県太平洋岸, 塚原海岸における最終間氷期最盛期の海進海退過程とその時期降下したテフラについて. 地学雑誌, 108, 216-230.
- 鈴木毅彦 (2012) 北関東・東北地方南部のテフロクロノロジー: 現状と展望. 第四紀研究, 51, 65-78.

- 鈴木康司（1954）常磐炭田南部の新第三系にみられる,地層の堆積形態の研究. 資源科学
研究所彙報, 35, 14-27.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行（2012）東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口
砂州の形成機構. 地質学雑誌, 118, 1-19.
- Utsugawa, T. (2017MS) Role of breaking and abrasion mechanisms during fluvial
grain producing-transport processes revealed from roundness changes and
lithological characteristics of gravel-sand grains. Doctoral Thesis submitted to the
Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.
- 八木下 晃司（2011）増補・改訂版 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 283.
- 横山芳春・七山 太・桑原拓一郎・安藤寿男（2004）堆積学的手法によって明らかにされ
た海成段丘の形成過程-青森県上北平野,MIS5e 高館面構成層での試み. 地質ニュース,
595, 10-18, 1-4.

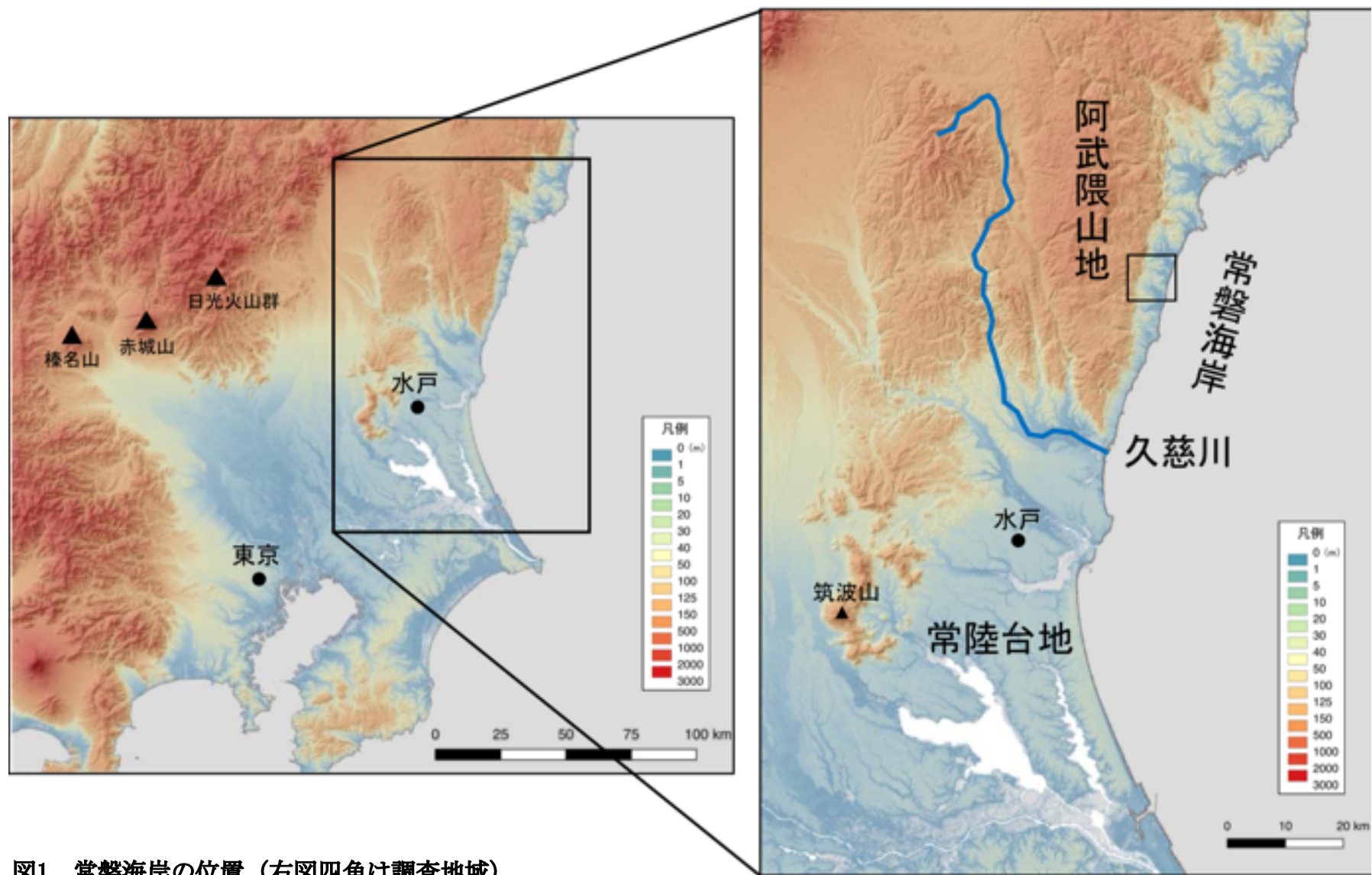


図1 常磐海岸の位置（右図四角は調査地域）
SRTM-3（90mDEM）よりQGISを用いて作成

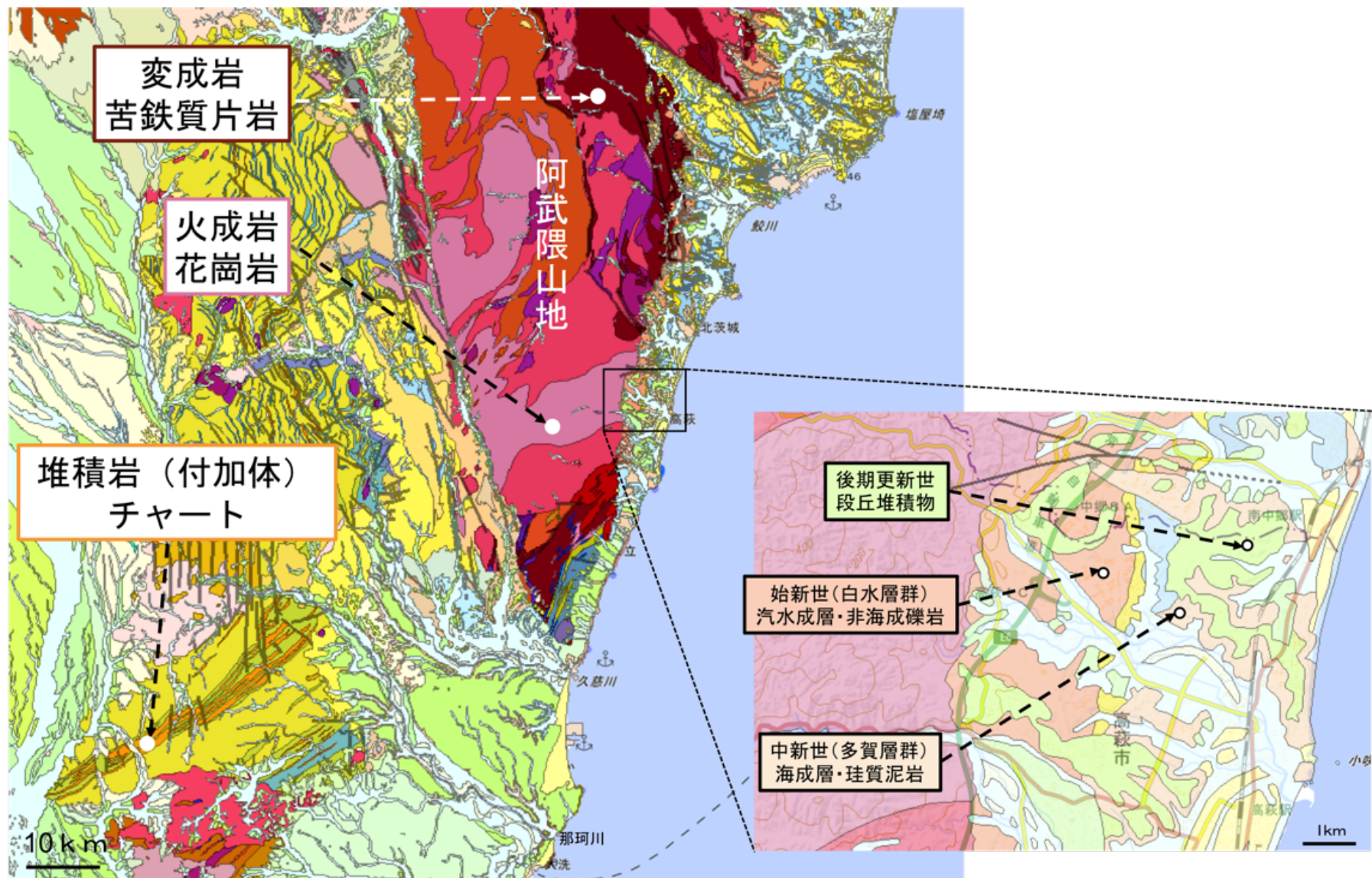


図2 地質概要図

シームレス地質図V2（GSJ、AIST、20万分の1日本シームレス地質図）

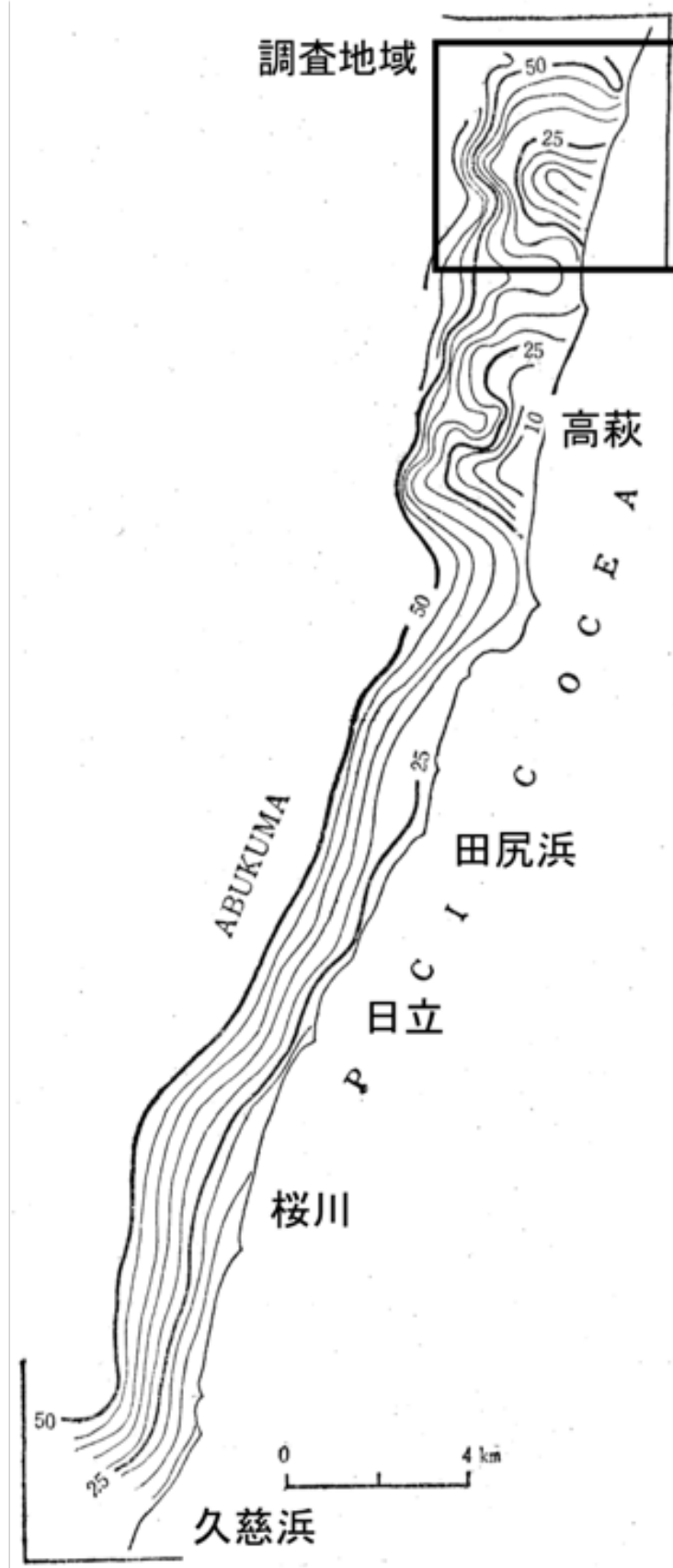


図3 段丘基底面高度の分布
大倉（1953）を一部改変（等高線の間隔は5m）



図4 段丘編年図 (小池ほか, 2001)

日立地域段丘編年図から一部抜粋および改変

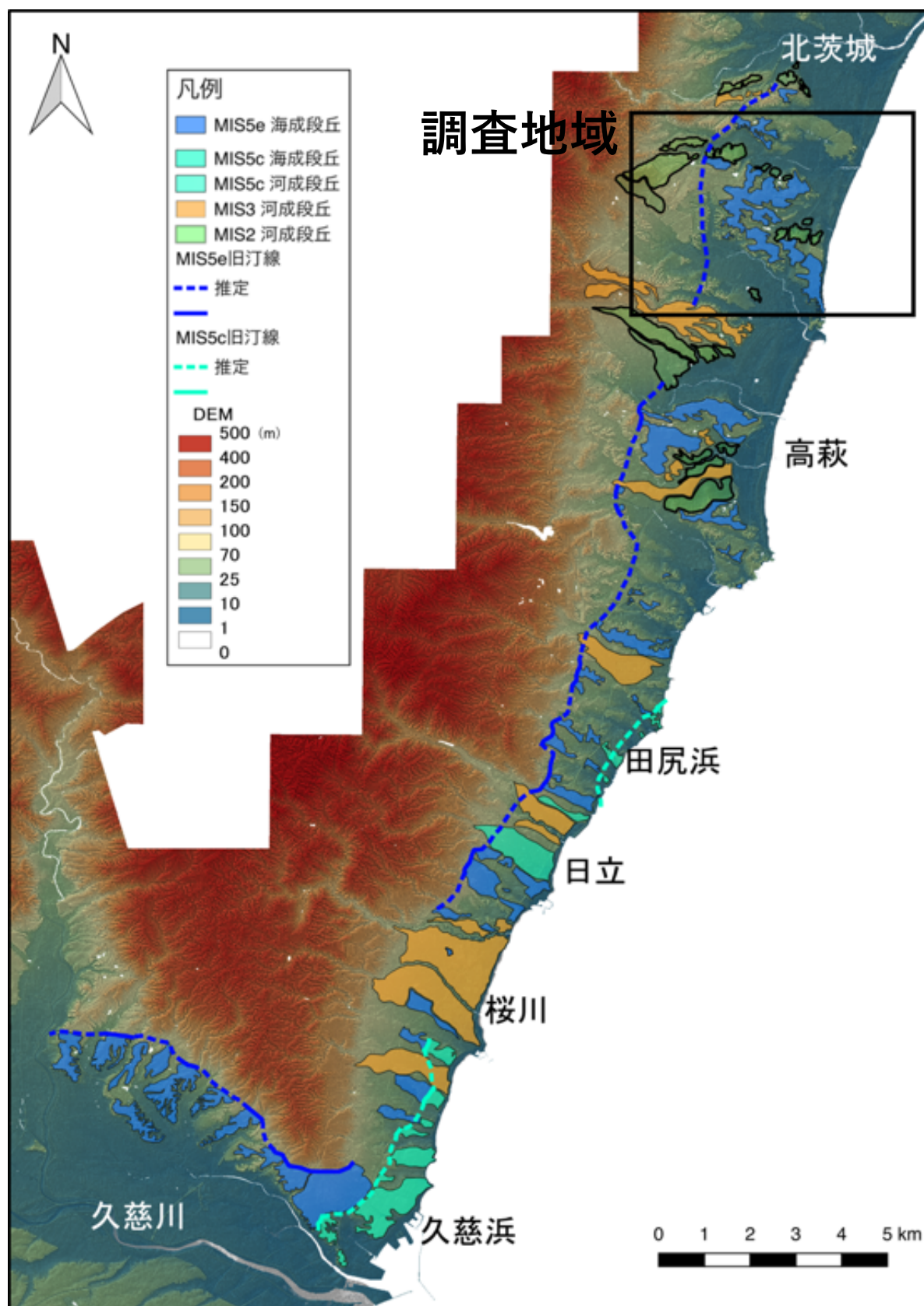


図5 段丘区分図（黒枠は調査地域）

背景地図は、基盤地図情報5mDEMよりQGISにて作成

段丘区分は、鈴木（1989）および海成段丘アトラス（2001）を参考にした

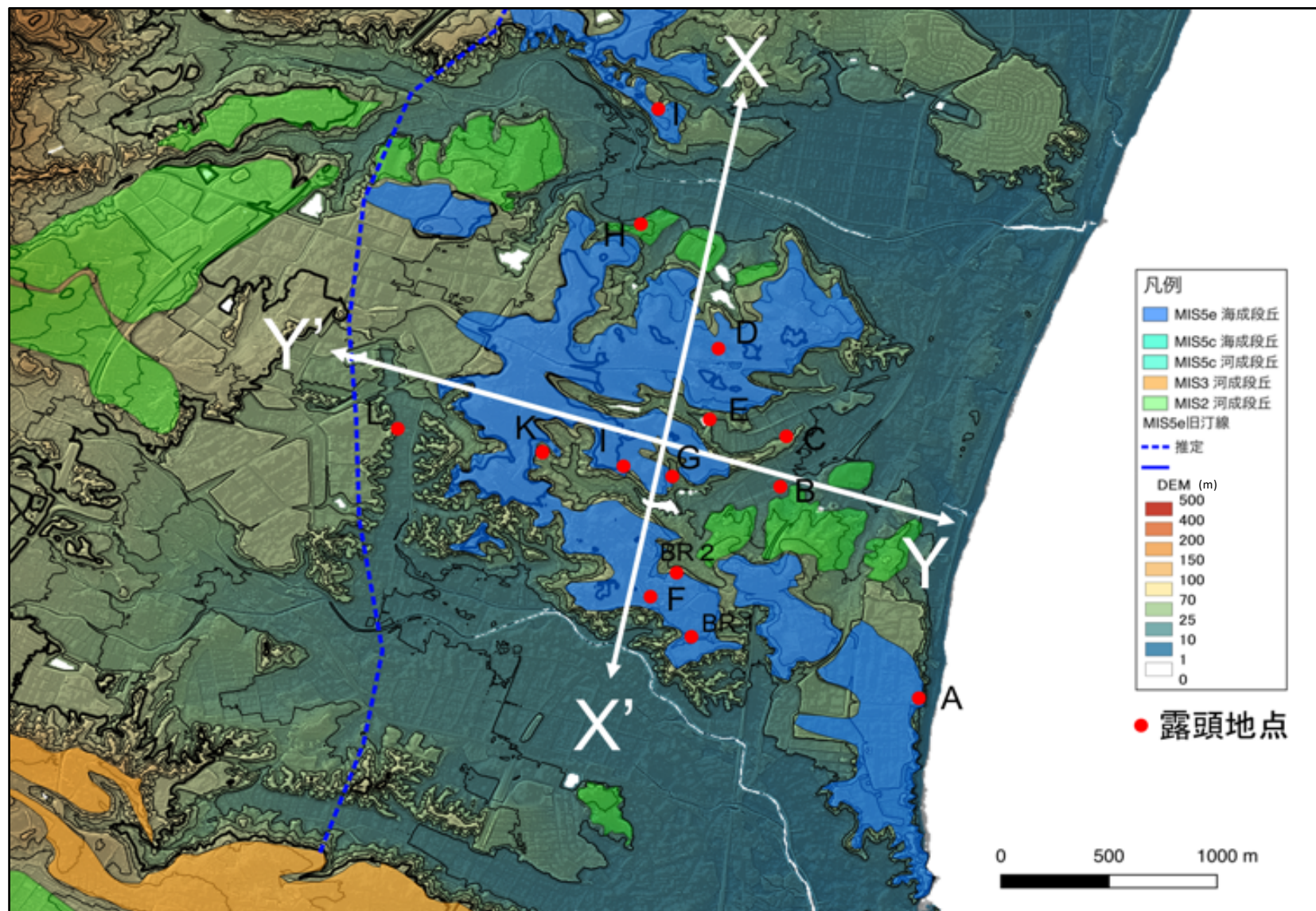


図6 調査地点の位置とX-X'断面及びY-Y'断面
等高線の間隔は10 m, 太線は標高50 m

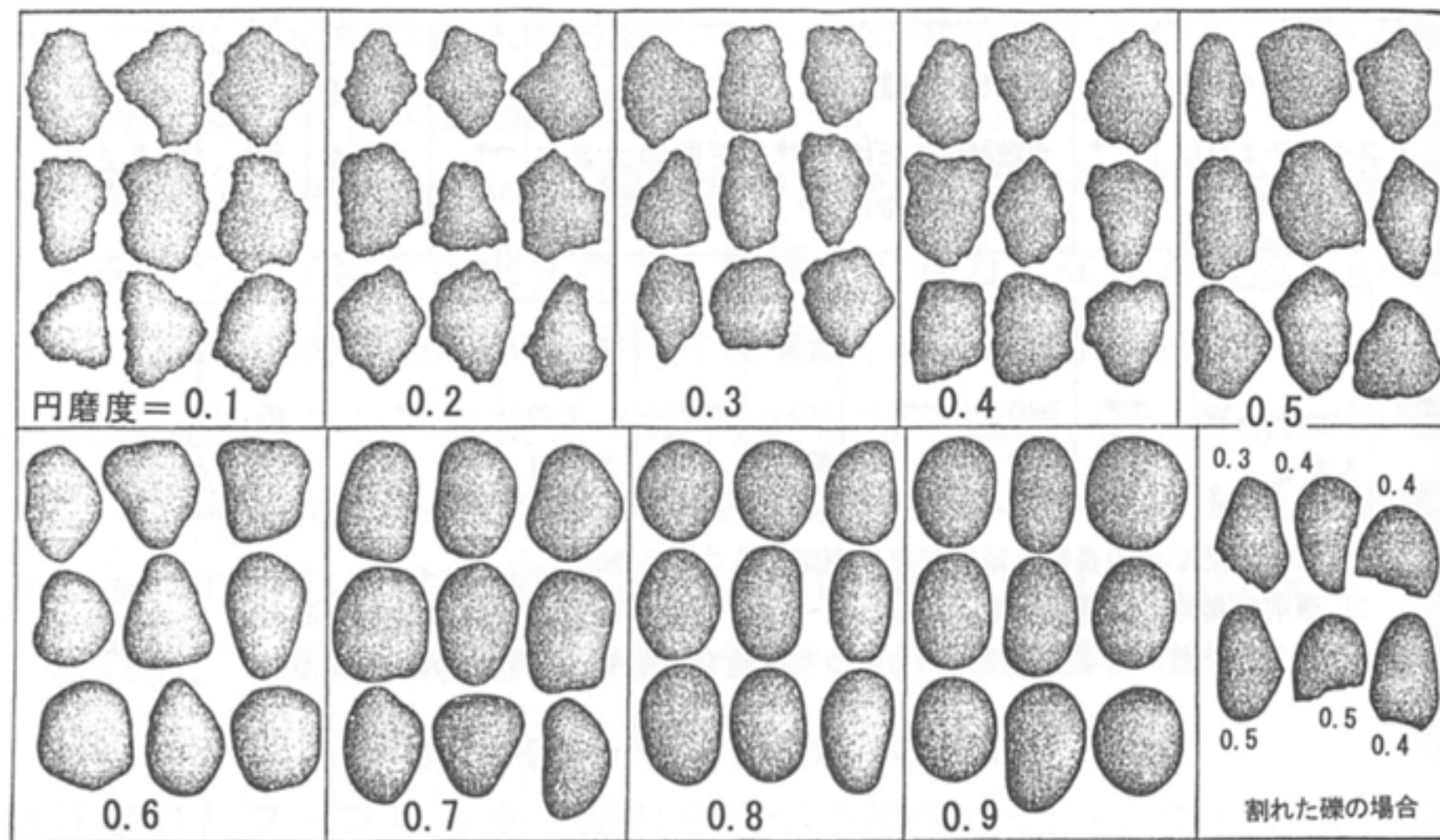


図7 Krumbein (1941) の円磨度印象図

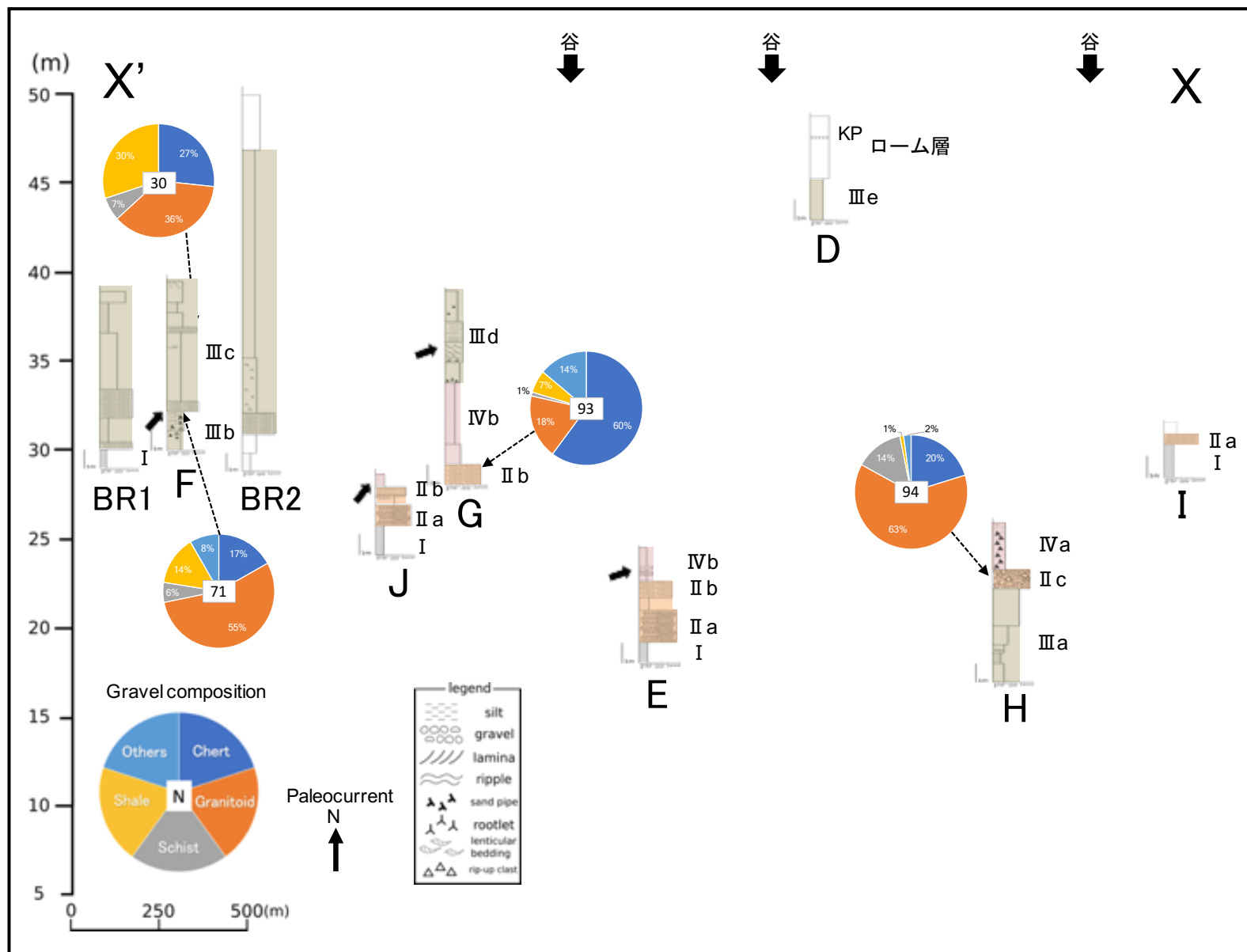


図8-1 X-X'断面（上に現世における谷の位置を示す）

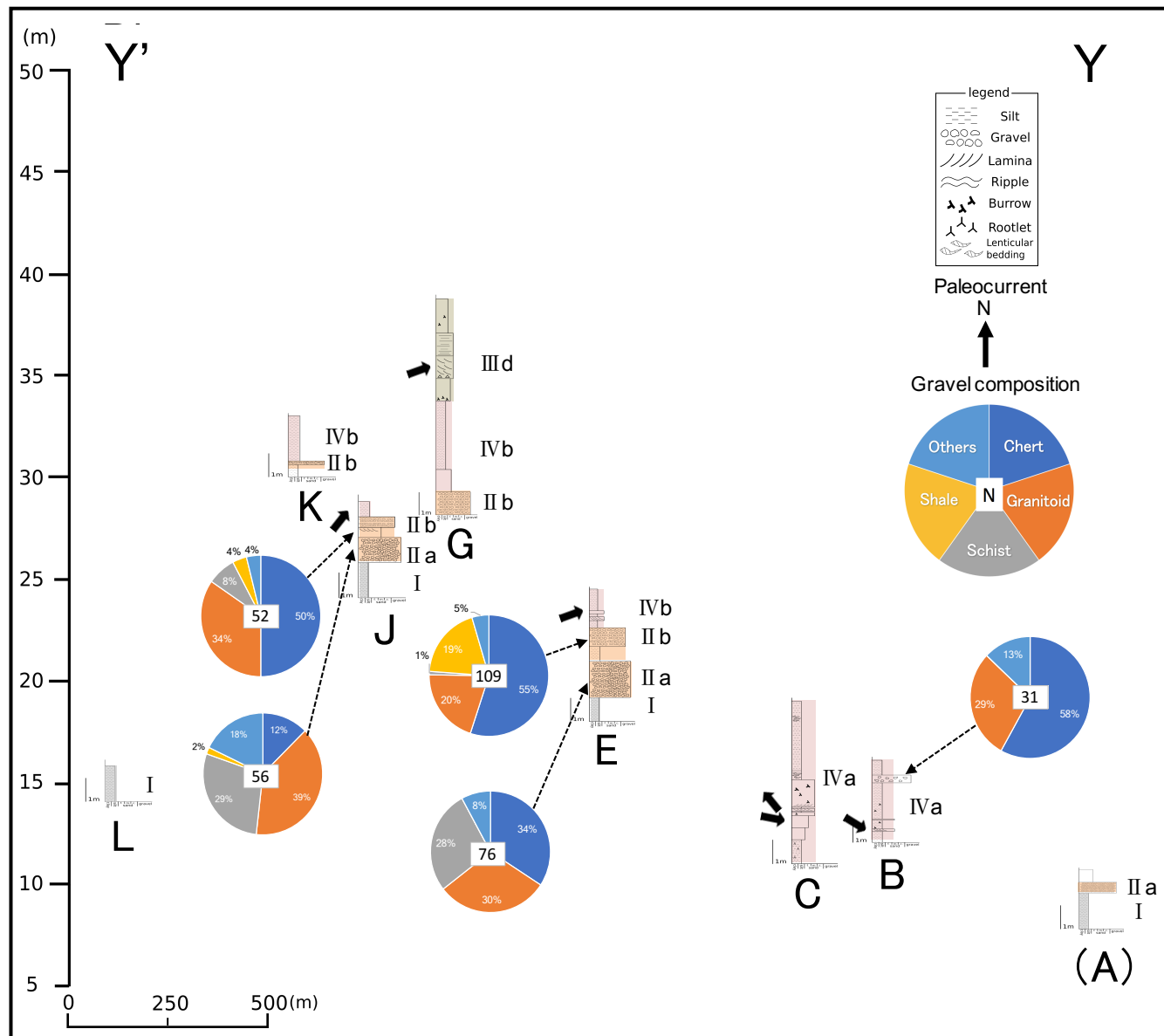
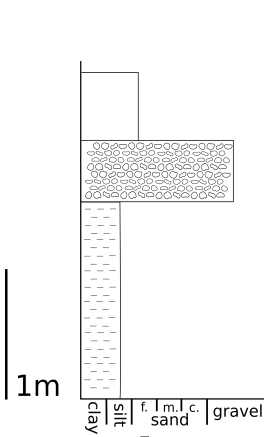
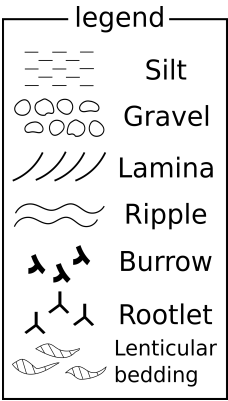
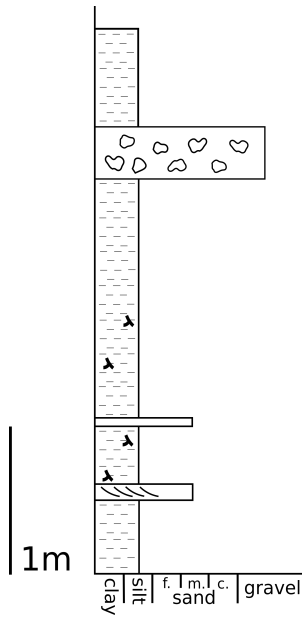


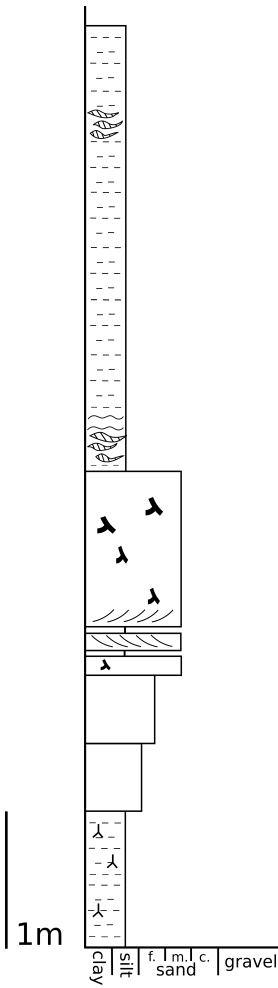
図8-2 Y-Y' 断面（地点AはY-Y' 断面より離れているため、カッコで表した）



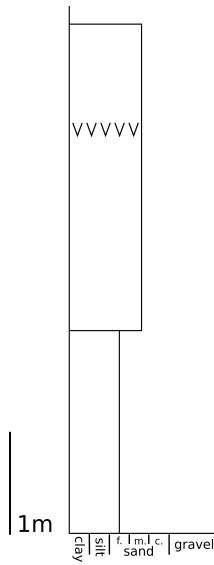
A



B

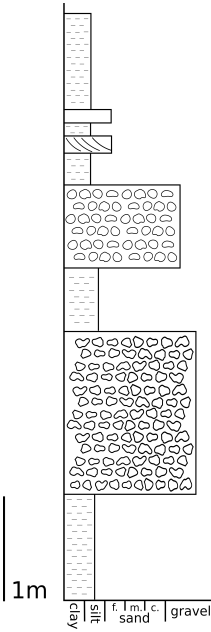
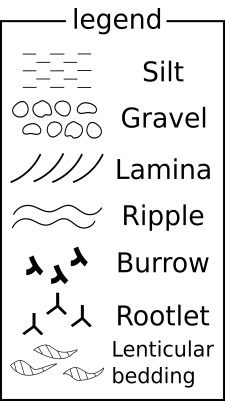


C

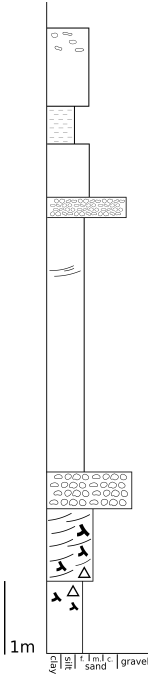


D

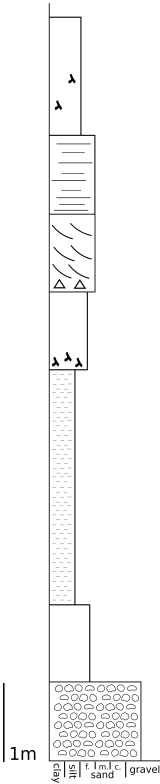
图9-1 地点A~D



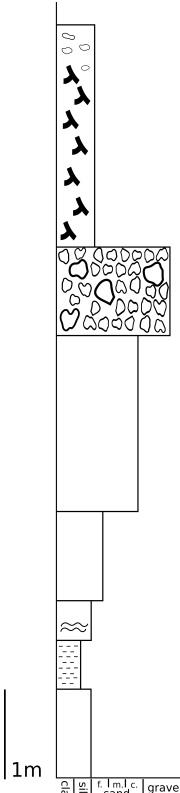
E



F



G



H

图9-2 地点E~H

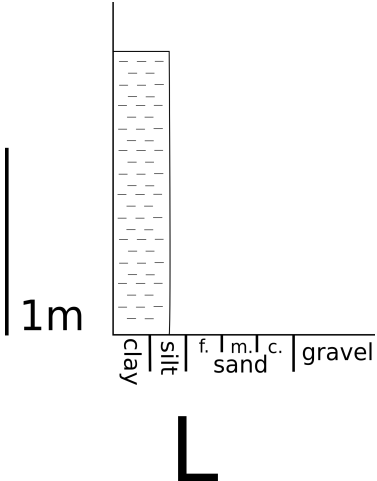
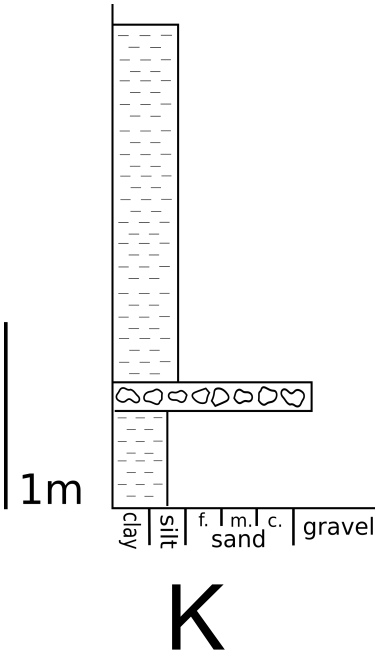
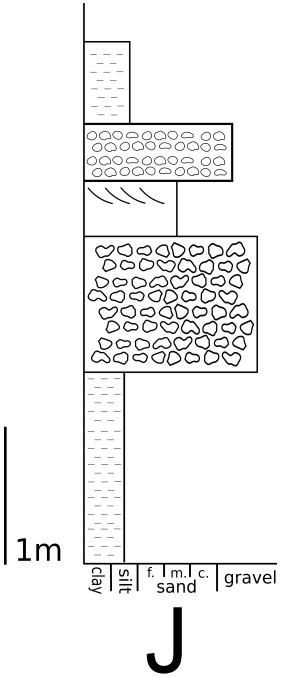
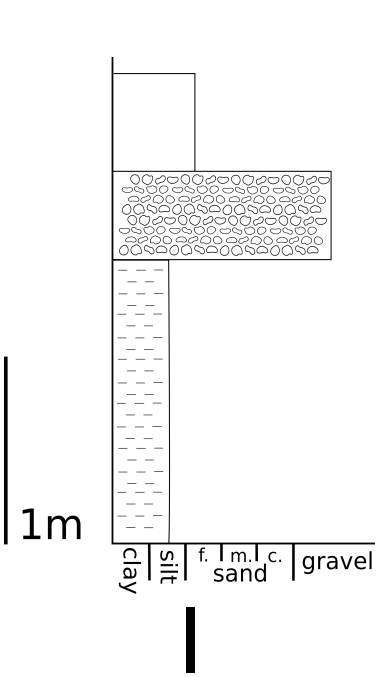
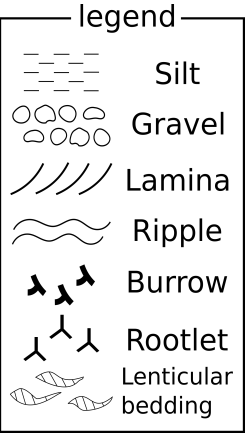
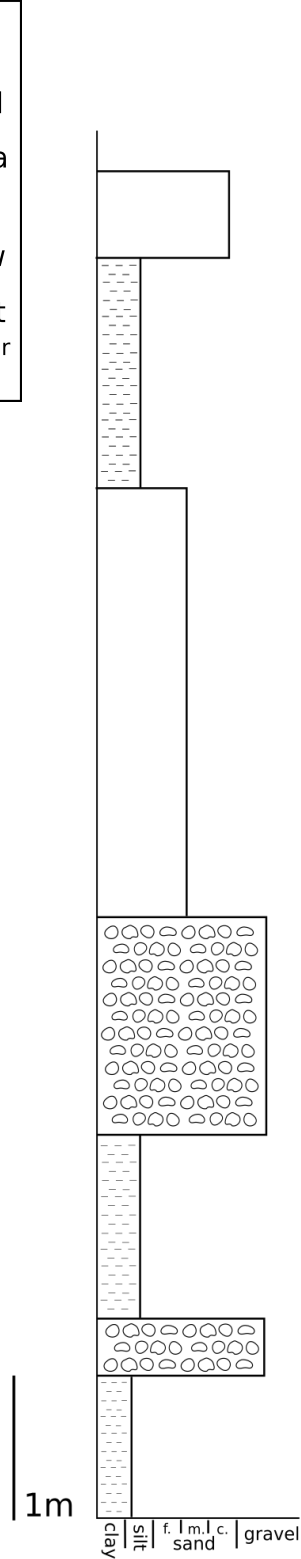
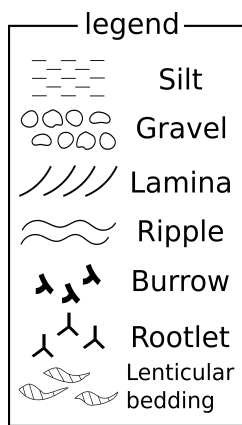
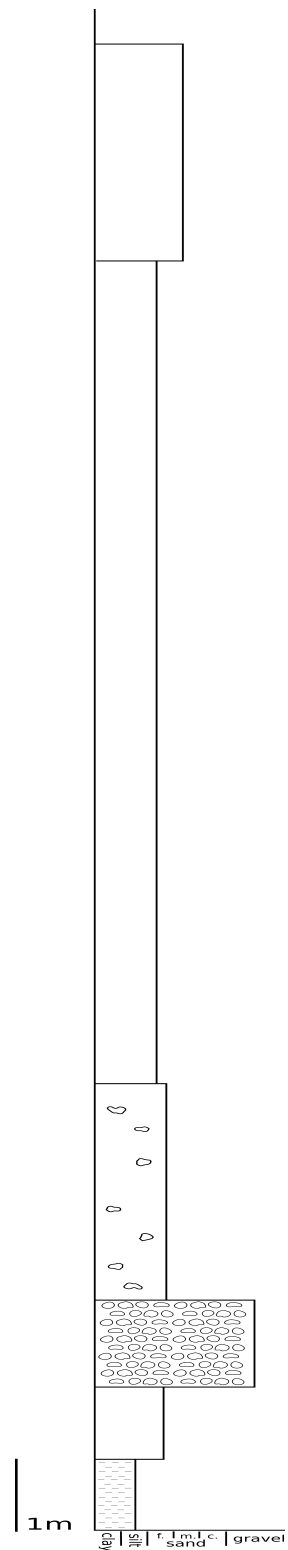


图9-3 地点I~J



BR1



BR2

図9-4 ボーリング柱状図 (BR1, BR2)



图10 堆积相 I (地点J)

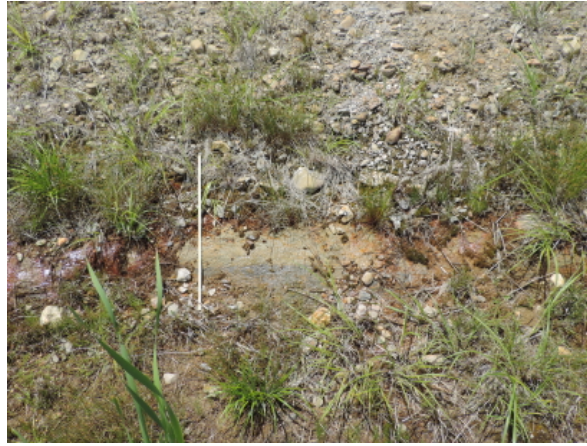


图11-1 堆積相 II a (地点E)

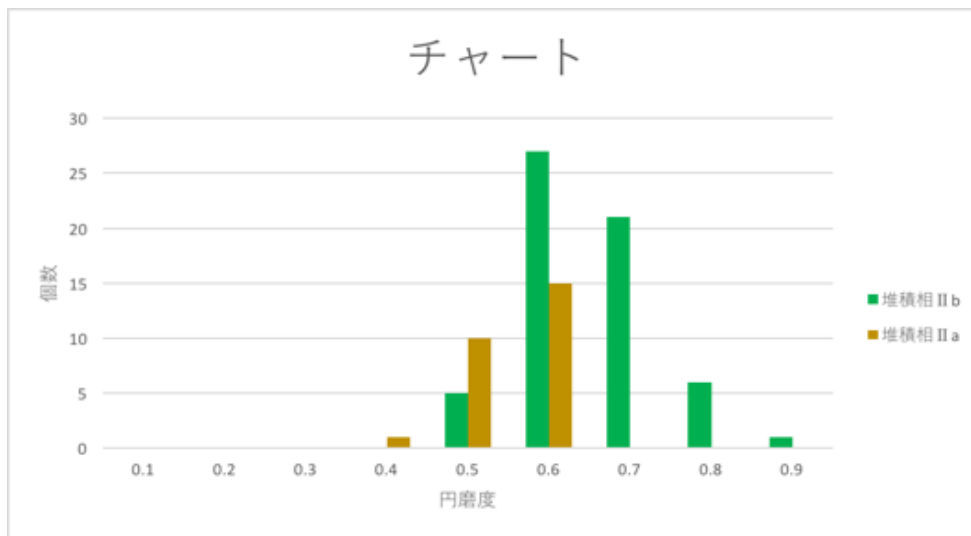


图11-2 堆積相 II b (地点E)

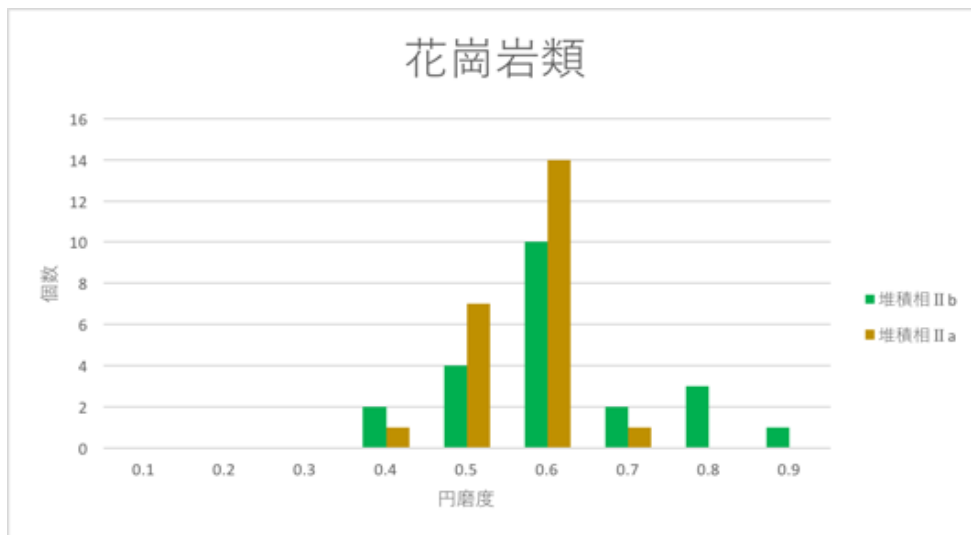


图11-3 堆積相 II c (地点H)

图11 堆積相 II



堆積相Ⅱb



堆積相Ⅱa

図12 地点Eにおける礫の円磨度ヒストグラムと礫の写真

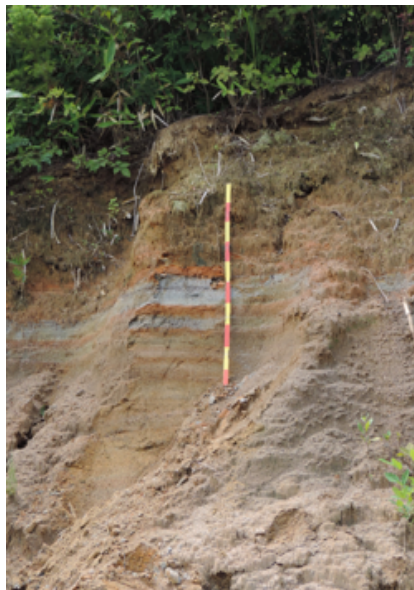


图13-1 堆積相Ⅲa (地点H)

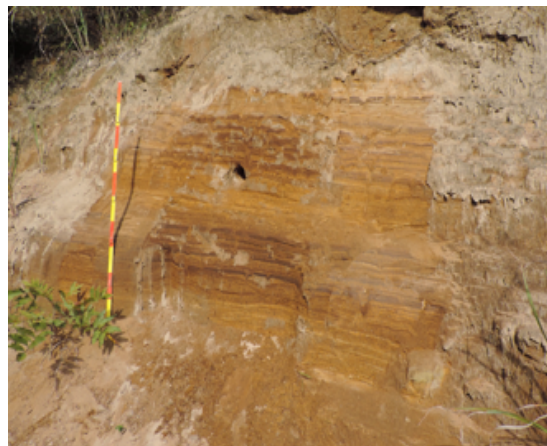


图13-2 堆積相Ⅲb (地点F)

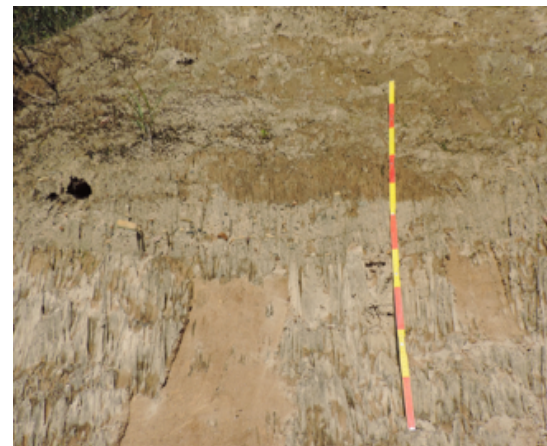


图13-3 堆積相Ⅲc (地点F)

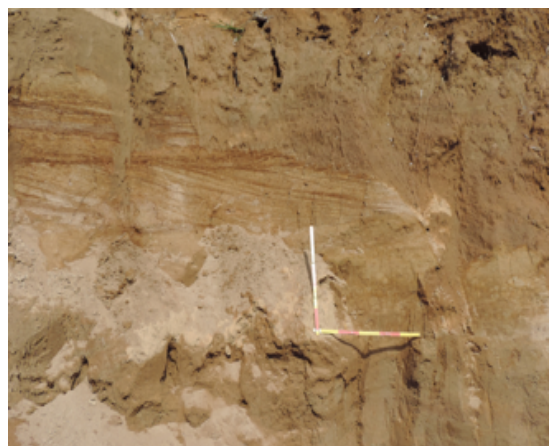


图13-4 堆積相Ⅲd (地点G)



图13-5 堆積相Ⅲe (地点D)

图13 堆積相Ⅲ



图14-1 堆積相IVa (地点C)

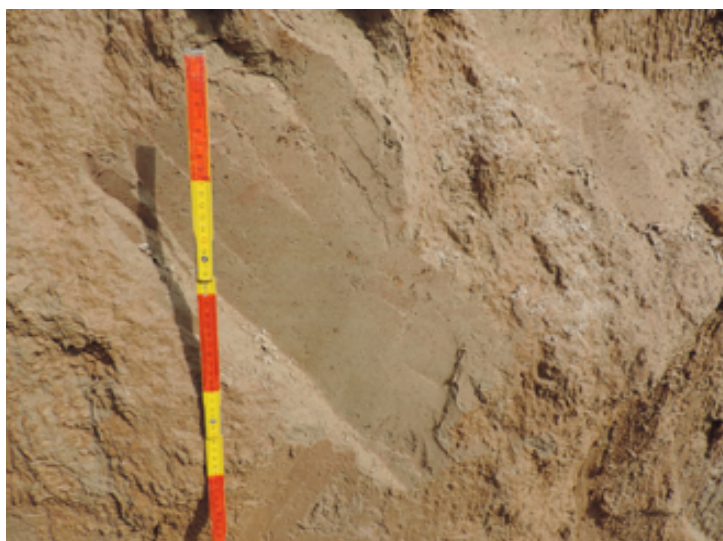


图14-2 堆積相IVb (地点G)

图14 堆積相IV

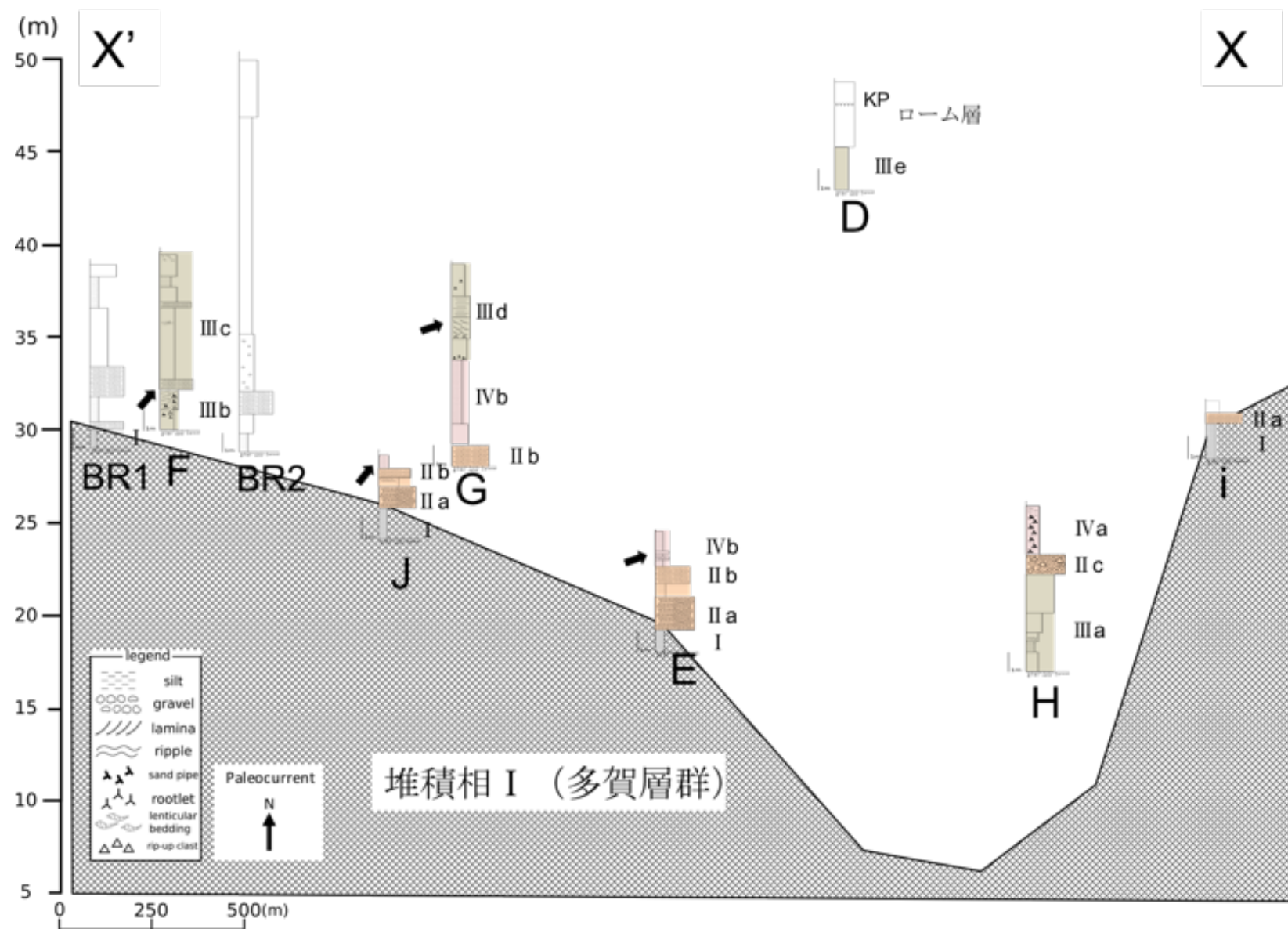
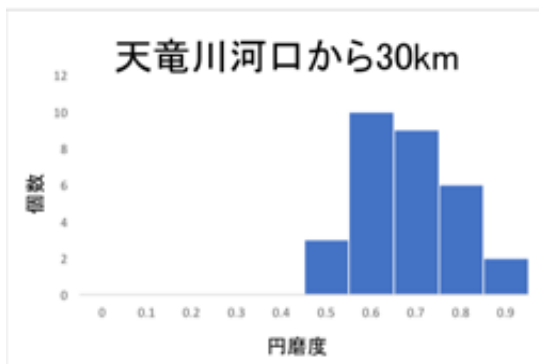
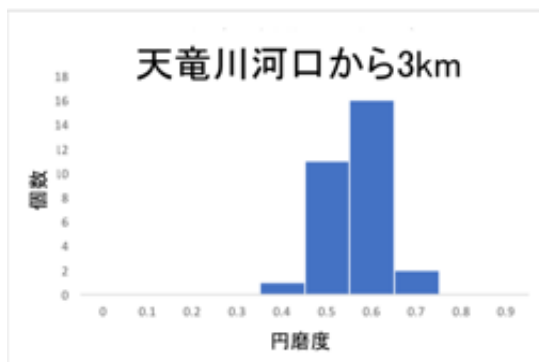
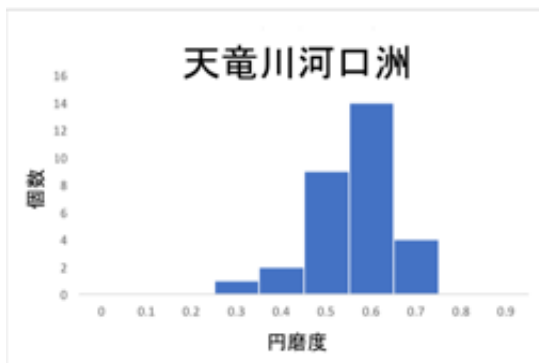


図15 X-X' 断面から推定できる埋没谷の形状



図16 天竜川河口および遠州灘における礫の採取地点

①：天竜川河口洲，②：竜川より東方3 km地点，③：天竜川より東方30 km地点（宇津川 喬子博士より提供）



天竜川河口洲



天竜川河口から3km



天竜川河口から30km



図17 天竜川河口および遠州灘におけるチャートの円磨度ヒストグラムと写真

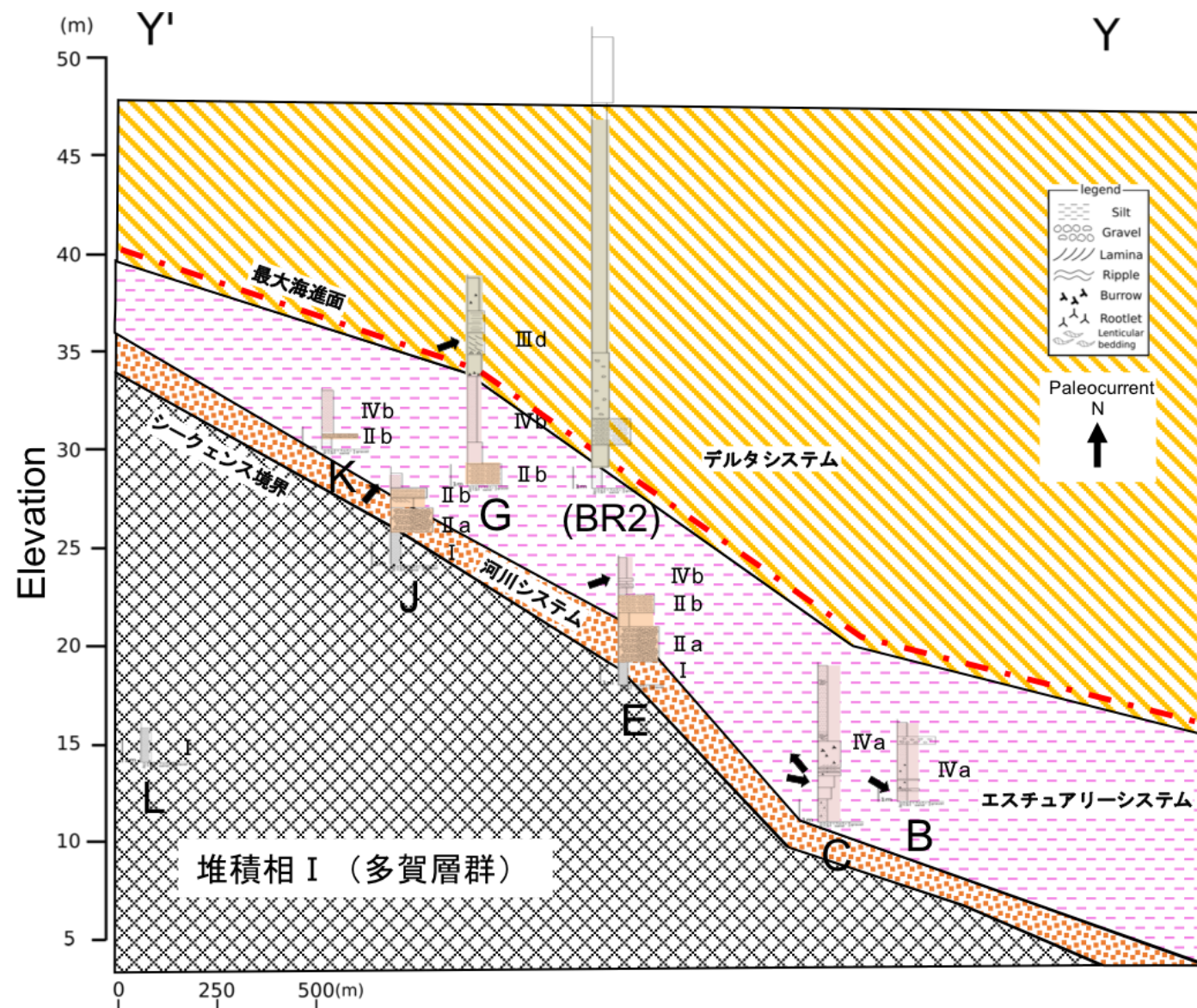


図18 堆積システムの分布図

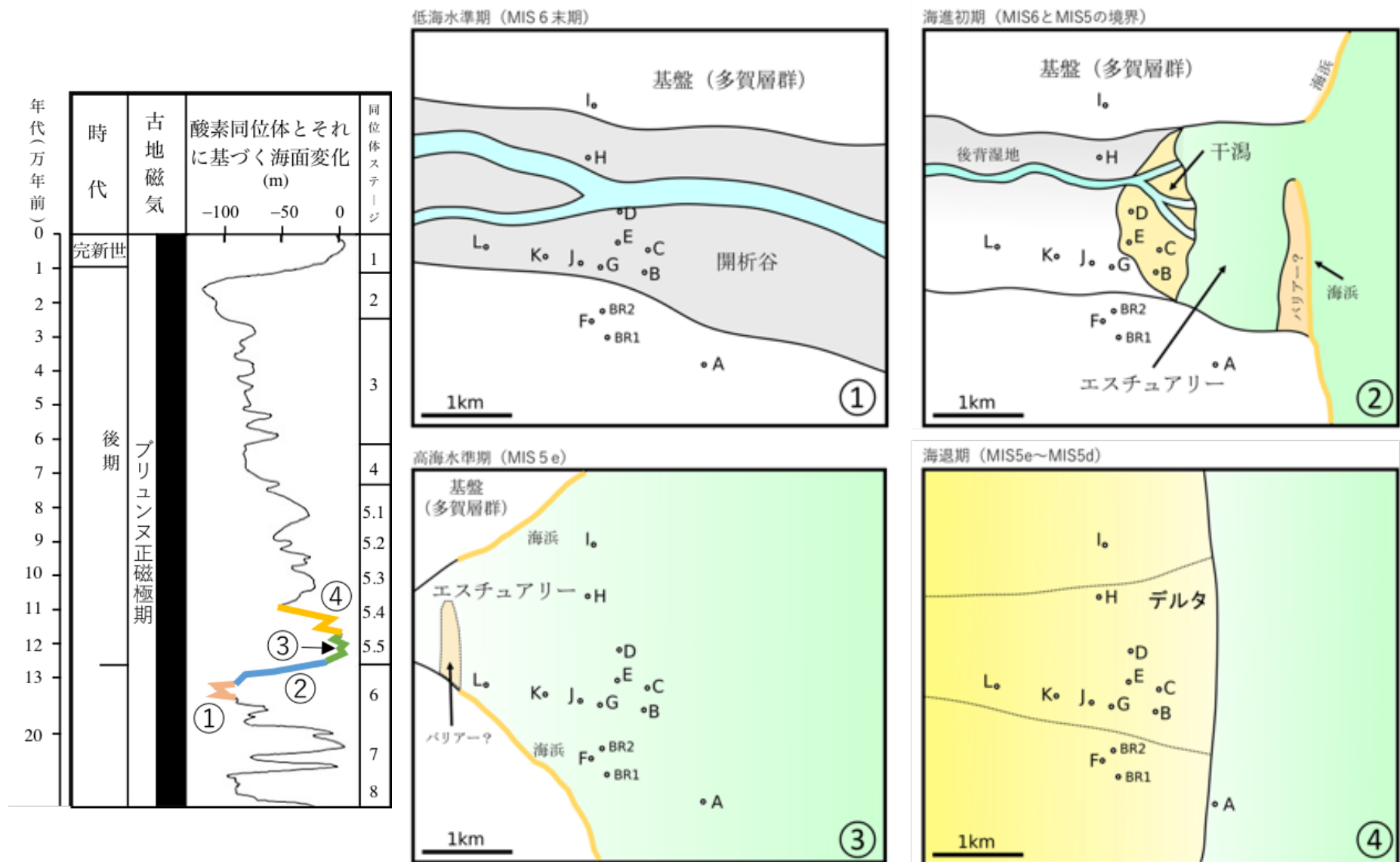


図19 海水準変動曲線と古地理 (海水準変動曲線は小池ほか, 2001を改変して作成)



図20 現在の常磐海岸における河口洲（北茨城市大北川河口）

地理院地図より引用

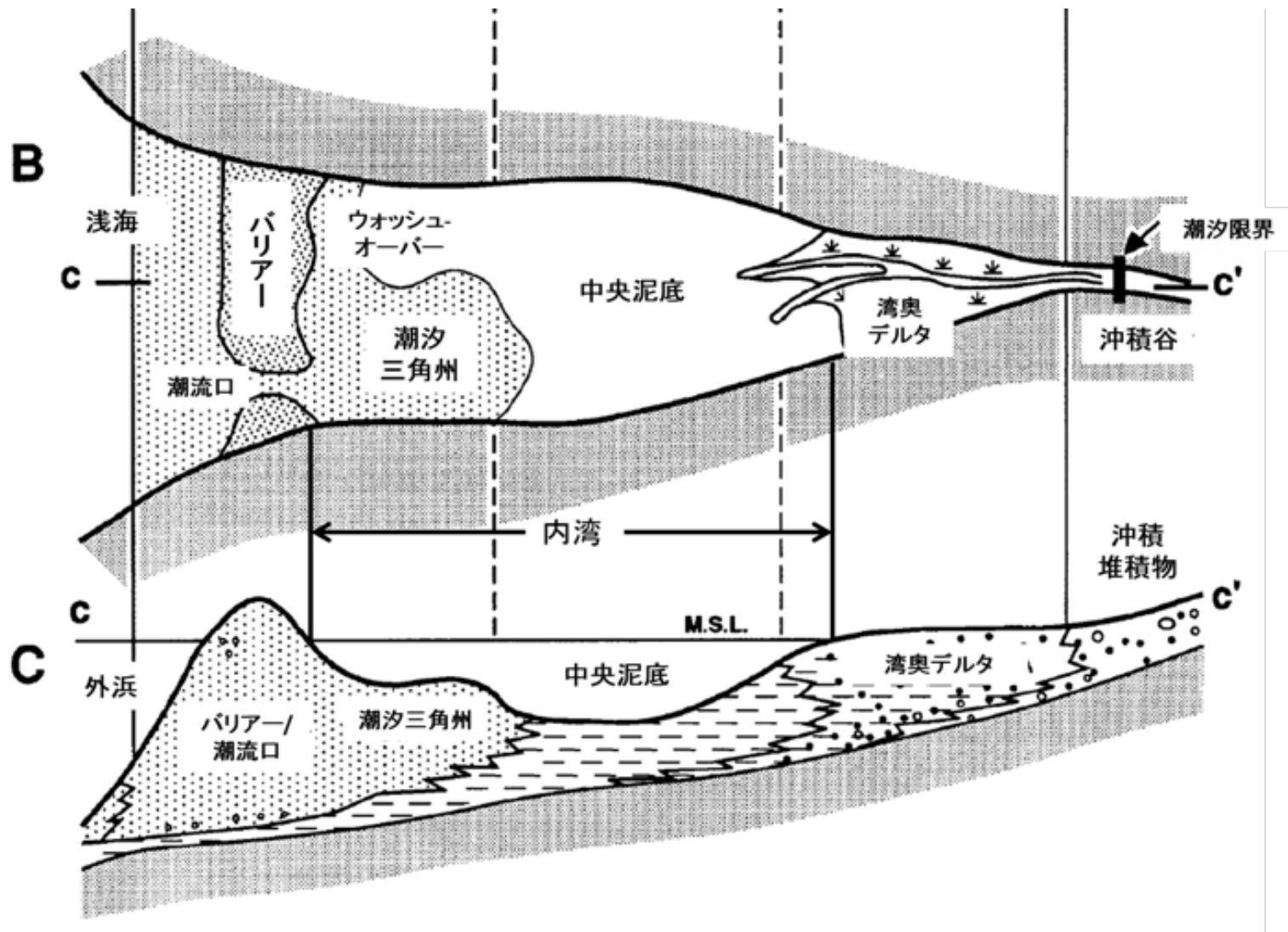


図21 波浪卓越型エスチュアリーモデル (Dalrymple et al., 1992を改変)

表1 堆積相区分

| 大区分 | 小区分 | 地点 | 岩相・堆積構造 | 堆積環境 |
|-----|-------|---------------|---|----------------------------|
| I | | A,E,I,J,L,BR1 | 白色及び暗灰色の泥岩(多質層群) | 陸棚～ 大陸斜面上部 |
| II | II a | A,E,I,J | 亜角～亜円状の淘汰の悪い礫 下位の基盤を侵食(チャネル状) 基質支持, 基質は主にシルト～粗粒砂 | 河川流路堆積物 |
| | II b | E,G,J,K | 亜円～円状の淘汰の良い礫 基質支持, 基質は主に細粒砂 チャートの割合が高い | 海浜～ 河口洲前浜 |
| | II c | H | 角～亜円状の極めて淘汰の悪い礫 基質支持でインプリケーションが不明 | 土石流堆積物 |
| III | III a | H | 粗粒砂～シルトに上方細粒化 リップル, 木片が見られる | 後背湿地 |
| | III b | F | 黒雲母を伴う細粒砂 平板状斜交層理が発達し, 生物擾乱で乱されている | 内湾縁辺部 付近の 前浜～外浜 |
| | III c | F | 礫混じりの淘汰の良い細粒砂層 生物擾乱が発達する 弱いラミナを呈する事がある | 外浜 |
| | III d | G | 淘汰の良い塊状砂層およびシルト質砂 生物擾乱が発達, 平板状斜交層理, 生痕,シルト質の偽礫を含む | デルタフロント |
| | III e | D | 淘汰の良い極細粒砂～細粒砂 直上はローム層に変化 まれに弱いラミナが見られる事がある | 後浜(風成砂) |
| IV | IV a | B,C,E,H | シルトの薄層を挟む砂質シルトおよび 赤色斑点の見られる暗灰色シルト 斜交した2つの方向を示すラミナ レンズ状層理や波状層理, クライミングリップル, ウェーブリップル | 内湾の干潟 (河口潮汐低地, 塩水湿地) |
| | IV b | E,G | 塊状シルト～砂質シルト 生物擾乱が卓越 | 内湾中央部 |

表2 礫の分析結果

| 露頭別礫計測結果 | | | | | | | | |
|-------------|--------------|--------------|------------------------|---------|---------|--------------------|-------------|--------------|
| 地点 (堆積相) | 平均粒径 (cm) | 最大粒径 (cm) | 礫種別平均円磨度(N:16～64mmの個数) | | | チャート円磨度 0.7以上割合 | チャート 含有率 | N (全計測個数) |
| | | | チャート | 花崗岩類 | 片岩 | | | |
| E (Ⅱa) | 4.7 | 25.0 | 0.6(26) | 0.6(23) | 0.6(21) | 0% (0) | 34.2% | 76 |
| E (Ⅱb) | 4.2 | 9.0 | 0.6(60) | 0.6(22) | 0.5(1) | 46.7% (28) | 55.0% | 109 |
| G (Ⅱb) | 2.3 | 6.5 | 0.6(56) | 0.7(17) | 0.5(1) | 41.1% (23) | 60.2% | 93 |
| H (Ⅱc) | 5.2 | 32.0 | 0.5(19) | 0.5(59) | 0.5(13) | 5.3% (1) | 20.2% | 94 |
| J (Ⅱa) | 4.2 | 16.5 | 0.6(7) | 0.6(22) | 0.5(16) | 42.9% (3) | 12.5% | 56 |
| J (Ⅱb) | 2.6 | 9.6 | 0.7(26) | 0.6(18) | 0.6(4) | 53.8% (14) | 50.0% | 52 |

※注

平均粒径・最大粒径・・・露頭において計測した礫の中間径について算術平均

チャート含有率・・・・・・N÷16～64 mmのチャート個数

個数が10個に満たないものについては、は灰色で示した